ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ КАЗАХСТАНА:
ОЦЕНКА, ПРОГНОЗ, УПРАВЛЕНИЕ

Том VI

СНЕЖНО-ЛЕДОВЫЕ РЕСУРСЫ КАЗАХСТАНА

И. В. Северский,
А. Л. Кокарев,
Н. В. Поляшкин

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН
КОМИТЕТ НАУКИ
АО «НАЦИОНАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЙ ХОЛДИНГ
"ПАРАСАТ"»
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ КАЗАХСТАНА: ОЦЕНКА, ПРОГНОЗ, УПРАВЛЕНИЕ

Научно-редакционный совет:
д.т.н., проф., акад. НАН РК Н. С. Бектурганов, И. А. Абиш,
д.г.н., проф., акад. НАН РК И. В. Северский, к.ф.-м.н. Е. М. Бандилов,
д.г.н., проф. Ж. Д. Достай, д.э.н., проф. Т. И. Есполов, д.г.н., проф. А. Р. Медеу,
д.г.н., проф. И. М. Мальковский

Главный редактор
д.г.н., проф. А. Р. Медеу

Заместители главного редактора:
д.с.-х.н., доц. Н. Н. Балгабаев
д.г.н., проф. Ж. Д. Достай
д.г.н., проф. И. М. Мальковский

Ответственный секретарь
д.г.н. Л. С. Толеубаева

Редакционная коллегия:
д.ф.-м.н., проф. У. С. Абдибеков, д.г.н., проф. Ф. Ж. Акиянова, к.г.н. С. К. Алимкулов,
к.т.н. А. И. Алиев, д.г.н., проф. Н. А. Амиргалиев, д.т.н. Т. А. Баймолдаев,
д.т.н., доц. Р. К. Бекбаев, д.т.н., проф. М. Ж. Бурлибаев, д.г.н., проф. Р. И. Гальперин,
д.г.н., проф. С. К. Даиленталиев, д.с.-х.н., проф. А. А. Джумабеков,
д.т.н., проф. А. К. Заурбек, д.т.н., проф. С. Р. Ибатуллин, к.т.н. А. А. Калашников,
к.т.н. А. К. Кеншимов, д.т.н., проф. Н. Г. Макаренко, Л. А. Малый,
к.э.н. Р. Г. Мирсаитов, д.г.-м.н. С. Т. Мустафаев, д.г.н., проф. В. Г. Сальников,
к.т.н. Е. Н. Сатеибаев, д.г.-м.н. В. А. Смоляр, д.т.н., проф. С. Е. Соколов,
д.г.н. Л. С. Толеубаева, д.т.н. А. А. Цхай, к.т.н. С. П. Шиварёва

АЛМАТЫ
2012

Для служебного пользования № _____

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ КАЗАХСТАНА: ОЦЕНКА, ПРОГНОЗ, УПРАВЛЕНИЕ

Том I. Водные ресурсы Казахстана: оценка, прогноз, управление (концепция)

Том II. Природные воды Казахстана: ресурсы, режим, качество и прогноз (сводный том)

Том III. Водопотребление отраслей экономики Казахстана: оценка и прогноз (сводный том)

Том IV. Водная безопасность Республики Казахстан: проблемы и решения (сводный том)

Том V. Климат Казахстана – основа формирования водных ресурсов (1 книга)

Том VI. Снежно-ледовые ресурсы Казахстана (1 книга)

Том VII. Ресурсы речного стока Казахстана (4 книги):

1. Возобновляемые ресурсы поверхностных вод Западного, Северного, Центрального и Восточного Казахстана
2. Возобновляемые ресурсы поверхностных вод юга и юго-востока Казахстана
3. Качество поверхностных вод Казахстана и вопросы международного вододеления
4. Совершенствование государственных механизмов управления водными ресурсами

Том VIII. Ресурсы подземных вод Казахстана (1 книга)

Том IX. Внутренние и окраинные водоемы Казахстана (Арал, Балкаш, Каспий) (3 книги):

1. Оценка современной и прогнозной динамики гидрологического режима озера Балкаш, Каспийского и Аральского морей
2. Математическое моделирование динамики загрязнения Северного Каспия и изменения солености Северного Аральского моря
3. Динамика уровня Каспийского моря: модели из временных рядов

Том X. Орошаемое земледелие Казахстана: состояние и перспективы (1 книга)

Том XI. Ирригация Казахстана: управление и водосбережение (2 книги):

1. Комплекс мер по управлению и рациональному использованию водных ресурсов в орошаемом земледелии
2. Технологии водосбережения и роста продуктивности орошаемых земель при комплексной реконструкции ирригационных систем

Том XII. Технологии и технические средства обводнения пастбищ Казахстана (1 книга)

Том XIII. Коммунально-бытовое и промышленное водоснабжение Казахстана (3 книги):

1. Оценка и прогноз использования водных ресурсов в коммунально-бытовом и промышленном водоснабжении
2. Оборотные и замкнутые системы водоснабжения промышленных предприятий Казахстана: оценка, совершенствование, прогноз
3. Оценка и прогноз развития систем водоснабжения в отраслях промышленности

Том XIV. Рыбное хозяйство Казахстана: состояние и перспективы (1 книга)

Том XV. Гидроэнергетика Казахстана: состояние и перспективы (1 книга)

Том XVI. Безопасность гидротехнических сооружений Казахстана: мониторинг и оценка (1 книга)

Том XVII. Регулирование и распределение водных ресурсов Казахстана (1 книга)

Том XVIII. Территориальное перераспределение водных ресурсов Казахстана: возможность и целесообразность (2 книги):

1. Межбассейновые и трансграничные переброски речного стока: состояние и перспективы
2. Магистральные водоводы и проблемы транспортировки воды на большие расстояния

Том XIX. Подземные воды Казахстана: обеспеченность и использование (1 книга)

Том XX. Теория игр при разрешении конфликтов в водопользовании (1 книга)

Том XXI. Водообеспеченность Республики Казахстан: состояние и перспективы (1 книга)

КАЗАКСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ
БІЛІМ ЖӘНЕ ҒЫЛЫМ МИНИСТРЛІГІ
ҒЫЛЫМ КОМИТЕТІ
«"ПАРАСАТ" ҰЛТТЫҚ ҒЫЛЫМИ-ТЕХНОЛОГИЯЛЫҚ ХОЛДИНГІ» АҚ
ГЕОГРАФИЯ ИНСТИТУТЫ

ҚАЗАҚСТАННЫҢ СУ РЕСУРСТАРЫ: БАҒАЛАУ, БОЛЖАУ, БАСҚАРУ

Ғылыми редакциялық кеңес:
т.ғ.д., проф., ҚР ҰҒА акад. Н. С. Бектұрғанов, И. Ә. Әбіш,
г.ғ.д., проф., ҚР ҰҒА акад. И. В. Северский, ф.-м.ғ.к. Е. М. Байдилов,
г.ғ.д., проф Ж. Д. Достай, э.ғ.д., проф. Т. И. Есполов, г.ғ.д., проф. А. Р. Медеу,
г.ғ.д., проф. И. М. Мальковский

Бас редактор
г.ғ.д., проф. А. Р. Медеу

Бас редактордың орынбасарлары:
а.-ш.ғ.д., доц. Н. Н. Балгабаев
г.ғ.д., проф. Ж. Д. Достай
г.ғ.д., проф. И. М. Мальковский

Жауапты хатшы
г.ғ.д. Л. С. Төлеубаева

Редакциялық алқа:
ф.-м.ғ.д., проф. У. С. Әбдібеков, т.ғ.к. А. И. Әлиев, г.ғ.д., проф. Н. Ә. Әмірғалиев,
г.ғ.д., проф. Ф. Ж. Акиянова, т.ғ.к. С. К. Алимкулов, т.ғ.д. Т. А. Баймолдаев,
т.ғ.д., доц. Р. К. Бекбаев, т.ғ.д., проф. М. Ж. Бүрлібаев, г.ғ.д., проф. Р. И. Галынкин,
г.ғ.д., проф. С. К. Дәулеткалиев, а.-ш.ғ.д., проф. А. А. Жұмабеков,
т.ғ.д., проф. Ә. К. Зәуірбек, т.ғ.д., проф. С. Р. Ибатуллин, т.ғ.к. А. А. Калашников,
т.ғ.к. Ә. К. Кеншимов, т.ғ.д., проф. Н. Г. Макаренко, Л. А. Малый,
э.ғ.к. Р. Г. Мирсаитов, г.-м.ғ.д. С. Т. Мустафаев, г.ғ.д., проф. В. Г. Сальников,
т.ғ.к. Е. Н. Сатенбаев, г.-м.ғ.д. В. А. Смоляр, т.ғ.д., проф. С. Е. Соколов,
г.ғ.д. Л. С. Төлеубаева т.ғ.д. А. А. Шхай, т.ғ.к. С. П. Шиварёва

АЛМАТЫ
2012

ҚАЗАҚСТАННЫҢ СУ РЕСУРСТАРЫ: БАҒАЛАУ, БОЛЖАУ, БАСҚАРУ

I том. Қазақстанның су ресурстары: бағалау, болжау, басқару (тұжырымдама)

II том. Қазақстанның табиғат сулары: ресурстары, режимі, сапасы және болжамы (жиынтық том)

III том. Қазақстанда экономика салаларындағы су пайдалану: бағалау және болжау (жиынтық том)

IV том. Қазақстан Республикасының су қауіпсіздігі: мәселелері мен шешімдері (жиынтық том)

V том. Қазақстан климаты – су ресурстарын қалыптастырушы негіз (1 кітап)

VI том. Қазақстанның кәр-мұз ресурстары (1 кітап)

VII том. Қазақстан өзендерінің су ресурстары (4 кітап):

1. Батыс, Солтүстік, Орталық және Шығыс Қазақстанның жанғырмалы жер беті су ресурстары
2. Қазақстанның Оңтүстігі мен Оңтүстік-Шығысының жанғырмалы жер беті су ресурстары
3. Қазақстан жер беті суларының сапасы және халықаралық су бөлу мәселелері
4. Су ресурстарын басқарудың мемлекеттік механизмдерін жетілдіру

VIII том. Қазақстанның жерасты су ресурстары (1 кітап)

IX том. Қазақстанның ішкі және шеткі суқоймалары (Арал, Балқаш, Каспий) (3 кітап):

1. Балқаш көлінің, Каспий және Арал теңіздерінің гидрологиялық режимінің қазіргі және болжамдық динамикасын бағалау
2. Солтүстік Каспийдің ластануының динамикасын және солтүстік Арал теңізінің тұзданғанын өзгеруін математикалық модельдеу
3. Каспий теңізі деңгейінің динамикасы: ұзақтыша қатарлардан құралған үлгілер

X том. Қазақстанның суармалы егіншілігі: жағдайы және келешегі (1 кітап)

XI том. Қазақстан ирригациясы: басқару және су үнемдеу (2 кітап):

1. Суармалы егіншілікте су ресурстарын басқару және тиімді пайдалану бойынша шаралар кешені
2. Суару жүйелерін кешенді реконструкциялау барысында суармалы жерлердегі өнімнің артуы мен су үнемдеу технологиялары

XII том. Қазақстан жайылымдарын суландырудың технологиясы мен техникалық құралдары (1 кітап)

XIII том. Қазақстандағы коммуналдық-тұрмыстық және өндірістік сумен қамту (3 кітап):

1. Су ресурстарының өнеркәсіптік және коммуналдық-тұрмыстық сумен жабдықтауда пайдаланылуын бағалау және болжау
2. Қазақстан өндіріс кәсіпорындарында айналмалы және тұйықталған сумен қамтамасыз ету жүйелері: бағалау, жетілдіру, болжау
3. Өнеркәсіп салаларындағы сумен қамтамасыз ету жүйесінің дамуын бағалау және болжам жасау

XIV том. Қазақстанның балық шаруашылығы: жағдайы және келешегі (1 кітап)

XV том. Қазақстан гидроэнергетикасы: жағдайы және келешегі (1 кітап)

XVI том. Қазақстан гидротехникалық ғимараттарының қауіпсіздігі: мониторинг және бағалау (1 кітап)

XVII том. Қазақстан су ресурстарын реттеу және үлестіру (1 кітап)

XVIII том. Қазақстан су ресурстарын аумақтық қайта үлестіру: мүмкіндігі және қажеттілігі (2 кітап):

1. Араларалық және трансшекаралық өзен ағындысын тасымалдау: жағдайы мен келешегі
2. Магистралдық суөткізгіштер және алыс қашықтыққа су тасымалдаудың проблемалары

XIX том. Қазақстанның жерасты сулары: қамтамасыздығы және пайдаланылуы (1 кітап)

XX том. Су тұтынудағы дауларды шешуде ойындар теориясын пайдалану (1 кітап)

XXI том. Қазақстан Республикасы су қамтамасыздығы: жағдайы және келешегі (1 кітап)

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН
КОМИТЕТ НАУКИ
АО «НАЦИОНАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЙ ХОЛДИНГ
"ПАРАСАТ"»
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ КАЗАХСТАНА: ОЦЕНКА, ПРОГНОЗ, УПРАВЛЕНИЕ

Том VI

СНЕЖНО-ЛЕДОВЫЕ РЕСУРСЫ КАЗАХСТАНА

И. В. Северский,
А. Л. Кокарев,
Н. В. Пиманкина

АЛМАТЫ
2012

УДК 556.124; 556.124.2; 551.324.6
ББК 26.222.8
С 53

Водные ресурсы Казахстана: оценка, прогноз, управление: В 21-м томе. – Алматы, 2012.

ISBN 978-601-7150-27-3

Т. VI: Северский И.В. Снежно-ледовые ресурсы Казахстана / Северский И.В., Кокарев А.Л., Пиманкина Н.В. – 246 с.

ISBN 978-601-7150-55-6

В общей системе задач обеспечения водной безопасности Казахстана, как и стран всего Центрально-Азиатского региона, особый приоритет принадлежит оценке снежно-ледовых ресурсов: именно они играют решающую роль в формировании возобновляемых водных ресурсов, составляя до 70-75 % годового стока главных рек региона. Оценить современные и прогнозные изменения снежно-ледовых ресурсов региона и их влияние на гидрологический режим и региональные водные ресурсы – вот главные целевые задачи исследований по данной теме. Результаты этих исследований составляют основное содержание монографии.

Среди угроз водной безопасности стран аридной зоны одной из наиболее значимых является деградация оледенения. По мнению авторов многочисленных публикаций, это может привести к значительному сокращению водных ресурсов и неблагоприятному в хозяйственном отношении изменению гидрологического режима с резким сокращением стока в вегетационный период. Понять, насколько обоснованы эти опасения и как сокращение ледниковых ресурсов может проявиться в гидрологическом режиме и региональных водных ресурсах – одна из задач данного исследования и существенная часть данного обобщения.

Монография может быть полезна для управленческих и научно-исследовательских структур, деятельность которых связана с разработкой проблем охраны и использования водных ресурсов трансграничных рек, совершенствованием систем управления ресурсами поверхностных вод, а также перспективным планированием развития водного сектора экономики.

Рецензент

доктор географических наук, профессор *Ж.Д. ДОСТАЙ*

ISBN 978-601-7150-55-6 (Т. VI)
ISBN 978-601-7150-27-3

© Институт географии, 2012
© Северский И.В., Кокарев А.Л., Пиманкина Н.В., 2012

ҚАЗАҚСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ
БІЛІМ ЖӘНЕ ҒЫЛЫМ МИНИСТРЛІГІ
ҒЫЛЫМ КОМИТЕТІ
«"ПАРАСАТ" ҰЛТТЫҚ ҒЫЛЫМИ-ТЕХНОЛОГИЯЛЫҚ ХОЛДИНГІ» АҚ
ГЕОГРАФИЯ ИНСТИТУТЫ

ҚАЗАҚСТАННЫҢ СУ РЕСУРСТАРЫ: БАҒАЛАУ, БОЛЖАУ, БАСҚАРУ

VI том

ҚАЗАҚСТАННЫҢ ҚАР-МҰЗ РЕСУРСТАРЫ

И. В. Северский,
А. Л. Кокарев,
Н. В. Пиманкина

АЛМАТЫ
2012

ӘОК 556.124; 556.124.2; 551.324.6
ББК 26.222.8
С 53

Қазақстан Республикасының су ресурстары: бағалау, болжау, басқару: 21 томда. – Алматы, 2012.

ISBN 978-601-7150-27-3

VI т.: Северский И.В. Қазақстанның қар-мұз ресурстары / Северский И.В., Кокарев А.Л., Пиманкина Н.В. – 246 б.

ISBN 978-601-7150-55-6

Жалпы жүйеде Қазақстанды сумен қамтамасыз ету қауіпсіздік мәселесі және Орталық Азия аумағының барлық елдерінде ерекше басымдылықпен қарлы-мұздық ресурстарды бағалау міндеттері жатады. Аймақтың басты өзендері жылдық ағынның 70-75% құрай отырып, нақ осылар жанармалы су ресурстарын қалыптасуында шешуші роль атқарады. Тақырып бойынша мақсатты мәселелерді зерттеу осылар: аймақтың қарлы-мұздықты ресурстарын заманауи және болжаулы өзгерістерін бағалау және олардың аймақты су ресурстары мен өзен ағынына әсері. Зерттеудің осы нәтижелері монографияда негізгі мазмұнды құрайды.

Аридтік зоналағы елдердегі су қауіпсіздігінің арасында бірден бір маңыздысы мұзданудың деградация болып табылады. Автордың көп санды жариялауындағы пікірі бойынша бұл су ресурстарынайтарлықтай елеулі қысқартуға және вегетациялық кезеңде қолайсыз шаруашылыққа қатысты гидрологиялық режимдегі өзгеріс ағынның бірден қысқарып кетуіне апаруы мүмкін. Көрсетілген зерттеудің басты мақсаты және көрсетілген жалпылаудың маңызды бөлігі бұл қауіптенудің қаншалықты деңгейі және мұзды ресурстардың қысқаруы гидрологиялық режимде және аймақтық су ресурстарында байқалуын түсіну болып табылады

Монография басқару және ғылыми-зерттеу орындарына пайдалы болуы мүмкін. Бұл құрылымдардың негізгі қызметі трансшекаралық өзендердің су ресурстарын қолдану және қорғау мәселелерін жетілдірумен, жер беті су ресурстарын басқару жүйесін жетілдірумен және су секторының экономикасын келешекте дамытуды жоспарлаумен байланысты.

Пікір беруші

география ғылымдарының докторы, профессор *Ж. Д. ДОСТАЙ*

ISBN 978-601-7150-55-6 (VI т.)
ISBN 978-601-7150-27-3

© География институты, 2012
© Северский И.В., Кокарев А.Л., Пиманкина Н.В., 2012

«Для обеспечения устойчивого развития Казахстана нужно в первую очередь добиться бережного отношения к водным ресурсам. Экономия воды должна стать элементом нашего менталитета, производственной и бытовой культуры...»

«Вопросы обеспечения казахстанцев качественной питьевой водой – важнейшая задача улучшения здоровья народа, это является нашим приоритетом...»

НАЗАРБАЕВ Н. А.

(Выступление Президента Республики Казахстан на 18-м пленарном заседании Совета иностранных инвесторов, Астана, 2007 год;
Послание Президента Республики Казахстан народу Казахстана, 2011 год)

«Қазақстанның орнықты дамуын қамтамасыз ету үшін ең алдымен су ресурстарына ұқыпты көңіл бөлуге жету керек. Суды үнемдеу біздің менталитетіміздің, өндірістік және тұрмыстық мәдениетіміздің элементі болуы керек...»

«Қазақстандықтарды сапалы ауызсумен қамтамасыз етудің мәселесі – халықтың денсаулығын жақсартудың өте маңызды міндеті, бұл біздің басымдық бағытымыз...»

НАЗАРБАЕВ Н. Ә.

(Қазақстан Республикасы Президентінің шетелдік инвесторлар Кеңесінің 18-ші пленарлық отырысында сөйлеген сөзі, Астана, 2007 жылғы;
Қазақстан Республикасы Президентінің Қазақстан халқына жолдауы, 2011 жылғы)

ПРЕДИСЛОВИЕ

За 20 лет между конференциями по проблемам окружающей среды и развитию в Стокгольме (1972 г.) и в Рио-де-Жанейро (1992 г.) на решение экологических проблем мир истратил более 1,3 триллиона долларов США и пришел к печальному итогу: при отдельных локальных улучшениях, глобальная экологическая ситуация стремительно ухудшалась [Арский Ю.М., Данилов-Данильянц В.Н., и др., 1997, Грудинин Г.В., 1981., Лосев К.С. 1998.]. Это заставило усомниться в основополагающих принципах стратегии развития, основанной на представлениях о природной среде как источнике ресурсов для социально-экономического прогресса и о возможности решения экологических проблем чисто техническими методами.

Согласно оценкам, выполненным на основе теории биотической регуляции и устойчивости окружающей среды [Горшков В.Г., 1995] с привлечением всей суммы эмпирических данных, превышение порога возмущения – допустимого предела несущей емкости биосферы Земли за счет хозяйственной деятельности – произошло еще в начале XX века, и мир уже сейчас находится в состоянии жесткого экологического кризиса [Арский Ю.М., Данилов-Данильянц В.Н., и др., 1997, Грудинин Г.В., 1981., Лосев К.С. 1998., Горшков В.Г., 1995]. Допустимый законами устойчивого развития биосферы предел потребления первичной биотической продукции человеком превышен в несколько десятков раз. Тем не менее, каждый четвертый житель Земли остается в категории бедных либо голодающих [Арский Ю.М., Данилов-Данильянц В.Н., и др., 1997, Лосев К.С. 1998., Горшков В.Г., 1995].

Среди мер, призванных обеспечить выход из кризиса, наряду с неизбежным сокращением населения и потребляемой энергии, как и с отказом от освоения Мирового океана, важное место отводится прекращению освоения ненарушенных хозяйственной деятельностью земель и постепенное наращивание площади естественных экосистем до минимального предела, который обеспечит глобальную устойчивость окружающей среды [Арский Ю.М., Данилов-Данильянц В.Н., и др., 1997]. В связи с этим особого внимания заслуживает вопрос о роли горных территорий в формировании устойчивой жизни.

Именно в горах формируются практически все возобновляемые водные ресурсы аридных районов мира, а наличие горных ледников пре-

допределяет формирование своеобразного режима речного стока, обеспечивая саму возможность сложившейся в аридных странах системы орошаемого земледелия. Именно здесь в первую очередь необходимо свести до минимума антропогенное давление на природную среду, а процессам регенерации естественных экосистем придать устойчивый и необратимый характер.

Со второй половины XX в. ситуация все более осложнялась в связи с глобальным потеплением климата и связанными с ним перспективами ускорения процессов опустынивания, сокращения водных ресурсов, увеличением активности и разрушительной силы стихийных катастроф, весьма драматичных изменений в социальной сфере. Все это побуждает мировое сообщество к усилению внимания к проблемам оценки современных и прогнозных изменений водных ресурсов, основным источником формирования которых в условиях Центральной Азии являются талые снеговые и ледниковые воды.

Одной из главных проблем современного мира, от решения которой зависит благополучие подавляющей части населения Земли и возможности устойчивого развития экономики и хозяйства, является нарастающий дефицит водных ресурсов.

Быстро нарастающий дефицит воды – одна из главных причин возникновения экологически кризисных ситуаций и социально-экономической напряженности, особенно в аридных зонах. Ярким примером является ситуация в бассейне Аральского моря. Уже к началу 80-х годов прошлого века суммарное водопотребление превысило здесь ресурсы естественного речного стока. По результатам анализа доступной информации достаточно уверенно можно утверждать, что ресурсы естественного стока в бассейне Аральского моря исчерпаны полностью и хозяйство стран региона развивается в условиях нарастающего дефицита воды. Уже сейчас суммарное использование ресурсов естественного стока составляет 130 – 150 % в бассейне р. Амударьи и 100 – 110 % в бассейне р. Сырдарьи [UNEP. Severskiy I.V., Chervanyov I., et al. 2005]. Не лучше положение и в Иле-Балкашском бассейне: и без того напряженная ситуация с водообеспечением населения и хозяйства региона грозит полностью выйти из-под контроля в случае дополнительного отъема воды из р. Иле на территории Китая с угрозой развития ситуации по Аральскому сценарию, но с гораздо более трагичными последствиями для экосистем региона и социально-экономической сферы.

Острота проблемы усугубляется крайне неблагоприятными прогнозами вероятных климатообусловленных изменений водных ресурсов, согласно которым уже в ближайшие десятилетия водные ресурсы, вследствие глобального потепления могут сократиться на 20-40 % относительно современных. В условиях аридного климата Центральной Азии подобное сокращение водных ресурсов неминуемо вызовет необходимость коренной перестройки всей системы водопотребления и может

спровоцировать масштабную экологическую катастрофу с потрясениями социально-экономического характера. Нужно учесть, что в условиях Центральной Азии даже сравнительно небольшое, но продолжительное сокращение водных ресурсов может стать причиной значительных экологических и экономических проблем. Яркий тому пример – резкое обострение водохозяйственной и экологической ситуации в бассейне озера Балкаш в середине 80-х годов прошлого века, когда антропогенно обусловленное сокращение стока реки Или (вследствие заполнения Капшагайского водохранилища) совпало по времени с продолжительным маловодным периодом.

С учетом прогнозного увеличения водопотребления в регионе важно оценить возможные изменения водных ресурсов на ближайшую и отдаленную перспективу. Для аридных районов мира – эта задача принципиального значения: в условиях все более острого дефицита воды практически все более или менее значительные сокращения речного стока напрямую проявляются в снижении экономических показателей стран региона, ухудшении состояния экосистем, а нередко и в санитарно-эпидемиологической ситуации, особенно в низовьях рек. Все это непосредственно отражается на состоянии экосистем и качестве жизни населения.

Поскольку антропогенные изменения водных ресурсов (вследствие строительства новых водохранилищ, увеличения площади орошаемых земель и др.) можно достаточно надежно рассчитать, главная проблема заключается в оценке вероятных климатообусловленных изменений стока и других составляющих водного баланса. Ясно также, что для прогнозной оценки водных ресурсов необходимо оценить вероятные изменения климата и климатообусловленные изменения основных источников формирования стока – снежных и ледовых (ледниковых) ресурсов.

Продолжающееся глобальное потепление – факт неоспоримый. Отражением этого процесса является значительное – более чем на треть за последние полвека – сокращение ледниковых ресурсов. Согласно результатам соответствующих исследований, в горах Тянь-Шаня в течение последних десятилетий они сокращались со средней интенсивностью 0,8-1,0 % в год и этот процесс, судя по оценкам экспертов, будет продолжаться в обозримой перспективе. Согласно предварительным оценкам, подавляющее количество ледников региона исчезнет уже концу текущего столетия. Как это отразится на водных ресурсах, и насколько глубокими будут предстоящие изменения окружающей среды как реакции на истощение водных ресурсов и глобальное потепление климата – задачи первостепенной важности. От их решения прямо зависит благополучие нынешних и грядущих поколений людей во всем регионе.

В общей системе проблем обеспечения водной безопасности Казахстана и сопредельных стран всего Центрально-Азиатского региона,

особый приоритет принадлежит разработке задач оценки снежно-ледовых ресурсов: именно они играют решающую роль в формировании возобновляемых водных ресурсов, составляя до 70-75 % годового стока главных рек региона. Оценить современные и прогнозные изменения снежно-ледовых ресурсов региона и их влияние на речной сток и региональные водные ресурсы – вот главные целевые задачи исследований по данной теме.

Изложенные в монографии результаты получены в ходе исследований, выполненных под руководством И.В.Северского в 2009–2011 гг. в рамках программы «Оценка ресурсов и прогноз использования природных вод Казахстана в условиях антропогенно и климатически обусловленных изменений» (Комитет науки МОН РК, АО «ННТХ» ПАРАСАТ», ТОО «ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ»). В работе над монографией приняли участие ученые лаборатории гляциологии Института географии (академик НАН РК, д.г.н. И.В. Северский, д.г.н. Е.Н. Вилесов, к.г.н. А.Л. Кокарев, к.г.н. Е.Н. Пивень, к.г.н. Н.В. Пиманкина, к.г.н. Т.Г. Токмагамбетов, к.г.н. И.Н. Шестерова, В.И. Морозова). Основной объем данного обобщения выполнен И.В. Северским при участии Е.Н. Вилесова, А.Л. Кокарева, И.Н. Шестеровой, Н.В. Пиманкиной, Е.Н. Пивень, Т.Г. Токмагамбетова. Большой объем работ по дешифрированию космических снимков и составлению каталогов ледников выполнен А.Л. Кокаревым и В. И. Морозовой.

Помимо авторов обобщения в сборе и обработке необходимых материалов участвовали сотрудники круглогодичной экспедиции, проводившей комплексные исследования на базе трех горных стационаров в Илейском Алатау – Н. Касаткин, В. Капица, А. Ревутайте, Ю. Ребров, С. Курашкин, О. Берман, Т. Касаткина, а также сотрудники лаборатории Л. Ерисковская, Н. Скороход. Всем им авторы выражают искреннюю благодарность. Авторы признательны также руководству Института географии за неизменную поддержку гляциологических исследований и рецензенту Ж.Д. Достай за ценные замечания, высказанные при просмотре рукописи.

1. СНЕЖНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ

1.1. Методические основы оценки снежных ресурсов горной территории

Емкое по смысловому содержанию понятие «снежность» как характеристика природных условий территории, связанных с наличием снежного покрова, включает условия выпадения и отложения твердых осадков, возникновения, существования и разрушения снежного покрова, данные о количестве твердых осадков и максимальных снегозапасах [Гляциологический словарь, 1984].

В условиях быстро нарастающего дефицита воды проблема оценки возобновляемых водных ресурсов – одна из главных в решении всего комплекса проблем устойчивого развития в странах Центральной Азии. Ключевой в решении этой проблемы является задача оценки снежных ресурсов горной территории – зоны формирования стока. Именно талые снеговые воды играют решающую роль в формировании возобновляемых водных ресурсов Центральной Азии, составляя до 65–70 % от суммарного объема речного стока в зоне формирования водных ресурсов региона [Ресурсы..., 1969; Шульц В.Л., 1965; Щеглова О.П., 1960].

Проблема оценки территориально-временного распределения основных характеристик снежности и снежных ресурсов (водный эквивалент снежного покрова, накопленного за холодный период, т.е. суммарный объем снеговой воды, способный участвовать в формировании стока в период снеготаяния) сложна и многогранна. Ее решение предполагает наличие фактической информации о территориальном распределении упомянутых характеристик. Для подавляющей части горной территории Центральной Азии такой информации нет, а единственно возможным вариантом решения задачи остается расчет названных показателей. Целенаправленные исследования по данной проблеме были начаты в Секторе географии в конце 50-х годов И. С. Соседовым. Результаты этих работ, наиболее полно обобщенные в монографии [Соседов И.С., 1967], послужили основой для последующих многолетних исследований, проводимых под руководством и при участии И. В. Северского. Их итогом стала система методов расчета основных характеристик снежного покрова, разработанных на основе анализа соответствующей информации по горным районам Евразии – от Альп на западе до Алтае-Саянской горной системы на востоке и от Хибин и гор Скандинавии на севере до Гималаев и Гиндукуш-Каракорума на юге. Основные результаты этих исследований опубликованы [Северский И.В., 1982; Северский И.В., Благовещенский В.П., 1983; Северский И.В., Се-Зичу и др., 2000; Северский С.И., 1989; Severskiy I.V., 1998; Severskiy I.V., 1997; Seversky S.I., Seversky I.V., 1992]. Приведем их здесь лишь в кратком изложении, необходимом для более полного понимания излагаемых ниже результатов.

Таблица 1. **Типовые зависимости распределения сроков установления и разрушения устойчивого снежного покрова по абсолютной высоте**

Тип распределения	Район	Расчетное уравнение	Ограничения по высоте, м
I	Периферийные бассейны Тянь-Шаня (за исключением Западного) и Жетысу Алатау (за исключением бас. рр. Коксу, Шажа, Кора)	$\Delta T_y = 14 - 0{,}9H - 0.035H^2$ $\Delta T_p = 0{,}11H^2 - 1.1H$	600-2800 600-3400
II	Периферийные бассейны Тянь-Шаня и Жетысу Алатау, открытые на запад	$\Delta T_y = 17 - 1{,}5H - 0.025H^2$ $\Delta T_p = 0{,}88H + 0.086H^2 - 16$	600-2800 600-3400
III	Внутригорные районы Тянь-Шаня, внутренние котловины	$\Delta T_y = 3{,}0 - 0{,}325H^2$ $\Delta T_p = 0{,}039H^2 - 0{,}03H - 4$	600-3400

Примечания: ΔT_y и ΔT_p – разница между сроками образования и разрушения устойчивого снежного покрова на высоте 1000 м и расчетной высоте H, сут.; H – высота данной точки, сотни м.

Методика расчета характеристик снежности основана на выявлении территориально-общих зависимостей искомых показателей (сроки образования и разрушения устойчивого снежного покрова, его высота и водный эквивалент) от абсолютной высоты. Чтобы исключить влияние присущих каждому району особенностей природных условий формирования и режима снежного покрова, зависимости сроков образования T_y и разрушения T_p устойчивого снежного покрова и максимальных снегозапасов W от абсолютной высоты H, построенные по результатам измерений в частных горных бассейнах, были совмещены. Предварительно шкала значений упомянутых характеристик была пересчитана в величины отклонений от соответствующих значений на едином для всех бассейнов высотном уровне. В пределах высотного диапазона, обеспеченного данными непосредственных наблюдений, последние сгруппировались в тесные зависимости, отражающие характер (тип) распределения характеристик снежности по абсолютной высоте, единый для данного района в целом. Для горных систем Тянь-Шаня, Памира, Гиссаро-Алая, Жетысу Алатау и Алтая выявлены три типа распределения сроков залегания устойчивого снежного покрова в зависимости от абсолютной высоты (табл. 1) и восемь типов вертикального распределения максимальных запасов воды в снежном покрове (табл. 2) и определены границы районов их применения [Северский И.В., 1982; Северский И.В., Благовещенский В.П., 1983; Северский И.В., Се-Зичу и др., 2000; Severskiy I.V., 1998].

Таблица 2. **Типовые зависимости максимальных запасов воды в снежном покрове от абсолютной высоты**

№ п/п	Тип распределения	Расчетное уравнение	Погрешность расчета		Ограничения по высоте, м
			мм	%	
1	Центрально-Тяньшаньский	$\Delta W = 5{,}2\ H^{2.00}$	25	–	600 – 3400
2	Внутренне-Тяньшаньский	$\Delta W = 5{,}0\ H^{2.00}$	21	–	600 – 3200
3	Алайский	$\Delta W = 13{,}0\ H^{1.85}$	29	23	600 – 3200
4	Таласский	$\Delta W = 11{,}7\ H^{2.30}$	25	20	600 – 3200
5	Северо-Тяньшаньский	$\Delta W = 13{,}6\ H^{2.60}$	23	14	600 – 3200
6	Курамино-Чаткальский	$\Delta W = 25{,}0\ H^{2.60}$	28	20	600 – 2600
7	Ферганский	$\Delta W = 40{,}83\ H2{,}56$	44	19	600 – 2600
8	Западно-Тяньшаньский	$W = 94{,}5\ H2{,}20$	50	15	600 – 2600

Примечания: W – разница средних из максимальных снегозапасов (водный эквивалент снежного покрова) на «нулевом» (600 м) и расчетном высотных уровнях, мм; *H* – расчетный высотный уровень, км.

Полученные зависимости весьма надежны: средние квадратические отклонения фактических точек от линии регрессии, соответствующей типовому уравнению, невелики (табл. 2), а сопоставление вычисленных по этим уравнениям значений *W* с данными измерений свидетельствует, что ошибка расчета, как правило, меньше 10 %.

Поскольку типовые расчетные уравнения имеют ограничения по высоте (табл. 2), самостоятельную задачу представляет определение снегозапасов в высокогорном поясе. Для решения этой задачи применен гляциоклиматический метод, основанный на использовании данных о годовой аккумуляции твердых осадков на границе питания ледников, где при условии пренебрежения различиями за счет внутреннего питания справедливо равенство средних годовых величин общей абляции и аккумуляции твердых осадков. Обычно при этом подходе используется осредненная для крупных бассейнов высота фирновой линии $H_ф$, отождествляемая с климатической снеговой границей [Геткер М.И., 1981; Геткер М.И. и др., 1980; Кренке А.Н., Ходаков В.Г., 1966; Кренке А.Н., 1982], что не вполне справедливо. Как показали исследования, разность высот границы питания в пределах одного района исчисляется зачастую сотнями метров, а осредненные значения высоты фирновой линии даже в расположенных рядом бассейнах могут различаться настолько, что объяснение выявленных контрастов различиями в суммарном увлажнении становится сомнительным.

Ясно, что для расчета сумм твердых осадков и максимальных снегозапасов наибольший интерес представляет *климатическая снеговая граница*, высота которой определяется главным образом климатическими

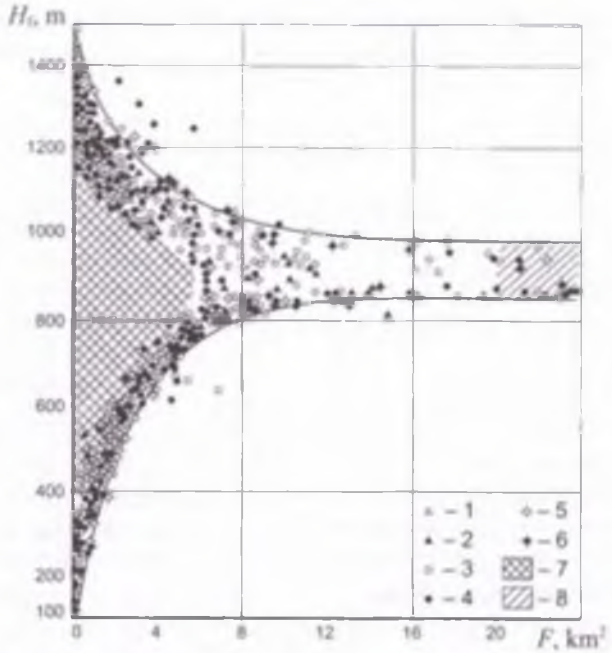


Рис. 1. Зависимость фирновой линии H_f от площади ледника F.
1–Алтай, Саяны; 2–Жетысу Алатау; 3–Тянь-Шань; 4–Памиро-Алай;
5–Большой Кавказ; 6-Альпы; 7–сплошное поле точек; 8–зона,
где площадь ледника показана внемасштабно (F>>20 км²)

условиями района при максимально ограниченном влиянии местных неклиматических факторов. Степень их воздействия на высоту фирновой линии в значительной мере зависит от размеров ледника: по мере увеличения размеров ледника в его режиме все более проявляется роль механизмов саморегулирования и все меньше сказывается влияние локальных условий – особенностей орографии, рельефа, состава и свойств горных пород на окружающих склонах и др.

На всех зависимостях параметра H_f от площади ледника F, построенных для различных районов многих горных стран (Альпы, Скандинавские горы, Кавказ, Тянь-Шань, Памиро-Алай, Алтай, горы южной Сибири и Дальнего Востока), отклонения высоты фирновой линии от ее среднего значения в районах с глубокорасчлененным рельефом уменьшаются с увеличением площади ледника F, а верхняя и нижняя огибающие поля точек на этих зависимостях асимптотически приближаются к некоторому пределу ($F \geq 14$ км²)*, не изменяющемуся при дальнейшем увеличении площади (**рис. 1**).

Этот предельный высотный уровень назовем приведенной фирно-

* Для районов с неглубоко расчлененным рельефом (< 500 м) аналогичным пределом площади ледника является $F = 8$ км².

вой линией $H_ф$. Расчетные уравнения обобщенных для упомянутых горных стран зависимостей $H_ф = f(H)$ имеют вид:

для нижней огибающей

$$H_ф = H_ф + 670 \cdot 10^{-0,155F}; \quad (1)$$

для верхней

$$H_ф = H_ф + 430 \cdot 10^{-0,20F}, \quad (2)$$

где $H_ф$ – высота приведенной фирновой линии, м; $H_ф$ – высота фирновой линии на конкретном леднике, м; F – площадь открытой части ледника, км^2.

Уравнения (1) и (2) позволяют надежно рассчитать высоту приведенной фирновой линии – климатической снеговой границы ($H_ф$) для большинства горно-ледниковых районов, включая те, где крупных ледников нет. Для неледниковых районов высота $H_ф$ может быть определена по выявленным связям этого показателя с верхней границей леса и субальпийских кустарников [Северский И.В., 1982; Северский И.В., Благовещенский В.П., 1983; Северский И.В., Се-Зичу и др., 2000].

Соответствующие расчетные уравнения имеют вид:

$$H_ф = 1,11 \cdot H_{ф.л} + 0,69, \quad (3)$$

$$H_ф = 1,12 \cdot H_к + 0,30, \quad (4)$$

где $H_{ф.л}$ и $H_к$ — высота верхней границы леса и кустарников соответственно, км.

Связь рассматриваемых показателей тесная: коэффициент корреляции в обоих случаях оказался равным 0,97. Ошибка расчета $d_ф$ по уравнениям (3) и (4) составляет 0,223 и 0,227 км соответственно.

Рассмотренная методика использована для выявления высоты климатической снеговой границы, а полученные результаты – для определения годовой аккумуляции твердых осадков $A_т$ на высоте $H_ф$, рассчитанной по кубической зависимости Кренке – Ходакова [Кренке А.Н., Ходаков В.Г., 1966].

Но величина $A_т$, кроме годовой суммы атмосферных осадков на поверхности ледника, включает дополнительное снегонакопление за счет ветрового и лавинного перераспределения снега и не может быть использована для сопоставления с величинами максимальных снегозапасов на склонах среднегорно-низкогорной части бассейна.

Для перехода от годовой аккумуляции осадков $A_т$ к максимальным снегозапасам W необходимо $A_т$ исправить на величину коэффициента концентрации твердых осадков $K_т$, характеризующего дополнительное снегонакопление на леднике за счет лавинного и ветрового перераспределения снега.

Как показали исследования [Северский И.В., 1982; Северский И.В., Благовещенский В.П., 1983; Северский И.В., Се-Зичу и др., 2000], на уровне $H_ф$ величина коэффициента концентрации твердых осадков $K_т$ едина и не зависит от размеров и морфологии ледника. В среднем для бассейнов Центральной Азии $K_т = 1,07$ и на современном этапе изученности

Таблица 3. **Типовое распределение сумм атмосферных осадков абляционного периода (июнь – август) по высоте в горах Центральной Азии**

Тип распределения снегозапасов по абсолютной высоте	Осадки абляционного периода X_a, % от годовых на разной высоте H, км)								
	2,8	3,0	3,2	3,4	3,6	3,8	4,0	4,2	4,4
Центрально-Тяньшаньский	–	58	60	61	63	63	63	62	62
Внутренне-Тяньшаньский	46	47	50	52	55	58	60	60	–
Северо-Тяньшаньский	47	51	52	52	53	53	50	(40)	(36)
Алайский	45	46	46	49	49	48	46	40	36
Таласский	33	35	37	38	38	39	40	40	40
Курамино-Чаткальский	40	43	44	45	45	45	(45)	–	–
Ферганский	30	32	33	35	36	(38)	(36)	(35)	–
Западно-Тяньшаньский	28	28	28	30	31	32	32	32	30

без существенного ущерба для точности результатов расчета может быть принята равной 1,10.

Таким образом, исправив A_y на величину K_y, мы получим сумму твердых осадков на высоте H_i на *ледниковой поверхности*. Для перехода к снегозапасам на неледниковых склонах W_i необходимо сумму осадков A_y исправить на квадрат коэффициента концентрации и вычесть величину атмосферных осадков за период абляции X_a:

$$W_i = \frac{A_y - X_a}{K_y^2} \qquad (5)$$

Фактические данные свидетельствуют, что в гляциальном поясе гор Центральной Азии (Памир, Гиссаро-Алай, Тянь-Шань, Жетысу Алатау) доля X_a в годовой сумме осадков сравнительно плавно меняется по территории. Средние районные величины X_a представлены в табл. 3 [Северский И.В., Благовещенский В.П., 1983; Северский И.В., Се-Зичу и др., 2000].

Выявленные типовые зависимости $W = f(H)$ (табл. 2) в сочетании с данными о максимальном снегонакоплении на неледниковых склонах на уровне H_i позволяют рассчитывать вертикальное распределение нормированных (средних) величин максимальных снегозапасов для любого бассейна, где хотя бы на одном высотном уровне величина W известна.

Существенным преимуществом рассматриваемой методики является то, что она базируется на использовании стандартной метеорологической информации и других легко доступных данных. Тем не менее этот метод – лишь первое приближение: судя по соотношению параметров зависимостей $W = f(H)$, каждая из них характеризует более или менее частный случай распределения снегозапасов по абсолютной высоте. Последующие исследования показали, что тип вертикального рас-

пределения максимальных снегозапасов решающим образом определяется ориентацией макросклонов горных хребтов (азимут падения долин главных рек) относительно господствующего в холодный период направления атмосферного влагопереноса [Северский И.В., 1982; Северский И.В., Благовещенский В.П., 1983; Северский И.В., Се-Зичу и др., 2000, Северский, Благовещенский и др., 2006]. Для неизученных бассейнов расчет вертикального распределения максимальных снегозапасов возможен на основе выявленных отношений снегозапасов на данной высоте к величине годовой аккумуляции твердых осадков на высоте климатической снеговой границы с учетом ориентации бассейнов [Северский И.В., 1982; Северский И.В., Благовещенский В.П., 1983; Северский И.В., Се-Зичу и др., 2000; Seversky S.I, Seversky I.V., 1992].

Таким образом, даже при дефиците фактической информации на основе рассмотренных методов возможен расчет распределения $W = f(H)$ для любого бассейна. Но выявленные этими методами величины характеризуют некое фоновое распределение, которое в реальных условиях существенно осложнено влиянием локальных факторов. Среди последних наиболее значимое влияние на распределение снежного покрова в горах оказывают уклон местности, ориентация склона, тип растительности, особенности ветрового режима.

Оценка влияния ориентации склонов на распределение снегозапасов в горах выполнена на основе предположения, что в пределах одного бассейна разница в снегозапасах на склонах разной ориентации при прочих равных условиях (одинаковая абсолютная высота, уклон и тип поверхности склонов) определяется, главным образом, различиями в величинах поступающей на склоны солнечной радиации.

Анализ материалов многолетних актинометрических наблюдений на контрольных площадках – горизонтальной, северной и южной – в Иле Алатау показал, что поток рассеянной и отраженной радиации в холодный период можно считать изотропным, а пространственная изменчивость суммарного теплоприхода решающим образом определяется потоком прямой солнечной радиации [Северский С.И.,1989,1991]. Несколько упростив схему радиационного теплоприхода, мы приняли, что количество тепла, поступающего на склон произвольной ориентации, пропорционально экспозиционному коэффициенту A, который характеризует положение склонов по отношению к солнцу и учитывает азимут склонов A_z, его крутизну а и высоту солнца над горизонтом х:

$$A = \sin\left(\frac{A_z}{2}\right) \cdot \sin(\xi + \alpha), \qquad (6)$$

При этом для склонов северной четверти горизонта (при $315° \le A_z \le 45°$) второй сомножитель в уравнении (6) имеет вид $\sin(\xi - 1)$, а в случае $|\alpha| > |\xi|$ принималось, что $A = 0$, поскольку при данном соотношении

склон солнцем не освещается [Северский И.В., Северский Э.В., 1990; Северский С.И., 1991].

Сопоставление результатов синхронных снегосъемок на луговых склонах разной экспозиции при H = const позволило получить зависимость разницы между снегозапасами на склонах северной и произвольной ориентации $\Delta W = W_c - W_i$ от величины A; для случая максимальных снегозапасов эта зависимость имеет вид

$$\Delta W = 10 - 51A + 194{,}8A^2. \qquad (7)$$

Корреляционное отношение этой зависимости h = 0,98; проверка его по критерию Фишера показала, что связь существует с доверительной вероятностью 99%.

Уравнение (7) позволяет пересчитать среднезональные (фоновые) величины максимальных снегозапасов в соответствующие показатели для склонов любой экспозиции со средней ошибкой от 10 до 18 % [Severskiy S.I., Severskiy I.V., 1992].

В качестве меры влияния типа растительности на распределение снегозапасов использован безразмерный коэффициент K_p, равный отношению запаса воды в снежном покрове на склоне с данным типом растительности к снегозапасам на луговом склоне при H = const и единой экспозиции [Severskiy S.I., Severskiy I.V., 1992; Северский И.В., Северский Э.В., 1990; Северский С.И., 1991]. По результатам соответствующих измерений получена серия зависимостей $K_p = f(W)$ для различных условий сомкнутости крон в хвойном и лиственном лесу и кустарнике. Зависимости для наиболее характерных значений сомкнутости крон приведены в табл. 4.

Полученная серия расчетных уравнений может быть использована для перехода от фоновых (среднезональных) величин снегонакопления, выявленных по эмпирическим зависимостям снегозапасов от абсолютной высоты, к величинам снегонакопления на реальной поверхности горных склонов. Относительная ошибка определения снегозапасов по этим зависимостям в подавляющем большинстве случаев не выходит за пределы ±10 % [Severskiy S.I., Severskiy I.V., 1992; Северский И.В., Северский Э.В., 1990; Северский С.И., 1991].

Рассмотренные методические решения легли в основу автоматизированной системы расчета максимальных снегозапасов, использованной для выявления закономерностей территориального распределения нормированных значений максимальных запасов воды в снежном покрове и последующей оценки снежных ресурсов конкретных горных бассейнов.

Важной составной частью расчетной модели является информация о распределении площади бассейна по абсолютной высоте H, ориентации склонов A_i и типу деятельной поверхности B. Эта информация снята с топографической карты в масштабе 1:100 000 с определением упомя-

Таблица 4. Зависимости коэффициента снежности K_p от запаса воды в снежном покрове на луговом склоне W и характера растительности

Тип растительности	Сомкнутость	Расчетное уравнение	Средняя квадрат. ошибка
Хвойный лес	0,5	$K_p = 0{,}009\,(W - 30)^{0.894}$	
	0,4	$K_p = 0{,}018\,(W - 25)^{0.843}$	±0,025
Лиственный лес	0,4	$K_p = 0{,}049\,(W - 20)^{0.682}$	
	0,3	$K_p = 0{,}115\,(W - 20)^{0.566}$	±0,043
Кустарник	0,4	$K_p = 0{,}064\,(W - 15)^{0.530}$	
	0,3	$K_p = 0{,}164\,(W - 10)^{0.421}$	±0,040

нутых показателей в узлах пересечения километровой сетки с равномерным шагом 2 км. При этом тип поверхности определялся по семи градациям: снежно-ледяные поверхности, осыпи, скалы, луг, хвойный и лиственный лес и кустарник. Однако с учетом задач данного исследования (расчет снегозапасов) четыре первые градации объединены в единую, поскольку по шероховатости поверхности и влиянию на распределение снежного покрова они сходны.

Рассмотренные методические решения использованы для изучения закономерностей распределения характеристик снежности и определения снежных ресурсов – водного эквивалента снежного покрова (в $м^3$) в период максимального снегонакопления.

1.2. Возможности оценки характеристик снежности по данным дистанционного зондирования

Недостаток фактической информации о снежном покрове в горах стимулирует все более активный поиск возможностей оценки характеристик снежного покрова на основе методов дистанционного зондирования.

Разработанные на Западе компьютерные технологии позволяют с приемлемой для инженерных целей точностью (с ошибкой менее 20%) индицировать по космическим снимкам высоту и водность снежного покрова, но только для условий равнины. Попытки решить эту задачу для горных территорий пока успеха не имели. Главная причина, по нашему мнению, – в исключительно резких горизонтальных контрастах снежности горной территории, обусловленных, главным образом, высокой степенью горизонтального и вертикального расчленения рельефа и влиянием локальных факторов на распределение и режим снежного покрова в горах. Основные результаты исследований возможностей оценки характеристик снежного покрова по данным дистанционного зондирования в кратком изложении сводятся к следующему.

Для решения задач, связанных с исследованием природных, в том числе снежных ресурсов, необходимы космические снимки с разрешением от 30 до 100 м. Наиболее перспективны с этих позиций снимки со спутников «Метеор – Природа», «Ресурс», Landsat и SPOT. Снимки со спутников SPOT разрешением 10-20 м позволяют исследовать пространственно-временную динамику горного оледенения и снежных лавин. Хорошие возможности для решения наших задач открывает использование космоснимков высокого разрешения, полученные в 7 зонах видимой и инфракрасной частей спектра со спутников Landsat (TM) с разрешением 30 м и Landsat (MSS) в 4 зонах спектра с разрешением 80 м. Эти снимки имеют высокое качество изображения и большое число тоновых градаций – 256 и 64 уровня яркости соответственно для снимков TM и MSS. К тому же снимки со спутников Landsat позволяют надежно (с погрешностью ±40 м) определять абсолютную высоту точки на местности и дешифрировать характер растительности, что в конечном итоге позволяет отслеживать динамику сезонной снеговой границы и покрытой снегом площади горных бассейнов.

Для исследований динамики снежного покрова в горах весьма перспективной является сканерная съемка среднего разрешения с периодичностью не реже 5-6 сут. Съемка же высокого разрешения с ресурсных спутников с интервалом 16-18 дней не всегда удовлетворяет этим требованиям, поскольку в период интенсивного снеготаяния ситуация меняется очень быстро, а использование космических снимков ограничено часто повторяющейся в весенний период облачностью. В этом отношении хорошие возможности открывает радиолокационная съемка: она дает возможность круглогодичных и всепогодных наблюдений, результаты которых не зависят от облачности и освещенности объекта.

Спутниковая радиолокационная (РЛ) съемка по своим принципиальным возможностям может быть использована для определения высоты и водности снежного покрова, измерения интенсивности осадков. Радиолокационный высотомер в сочетании с другими приборами способен давать информацию о средних уклонах рельефа с точностью 1-2 м (по высоте) и пространственным разрешением 0,5 – 1 км. К сожалению, пока нет методики использования данных космической радиолокационной съемки для определения характеристик снежности с точностью, достаточной для решения гидрологических задач применительно к горным территориям. Причины неудач использования РЛ съемки для решения этих задач, очевидно, в больших пространственных контрастах снежности, характерных для горной территории.

Таким образом, современные методы дистанционного зондирования, позволяя определять характеристики деятельной поверхности геосистем, в том числе температуру поверхности, влажность грунтов, характер растительности и границы распространения снежного покрова, пока не могут быть использованы для уверенной индикации высоты и

водности снежного покрова в горах. Препятствием к этому, помимо отмеченных выше пространственных контрастов снежности, является и то, что важную роль здесь играют угол визирования и присущая горам дробность расчленения рельефа с резкой сменой уклонов и ориентации склонов на коротких расстояниях, что вносит трудности, преодолеть которые пока не удается.

Опыт оценок фоновых значений элементов водного баланса, в том числе фоновых снегозапасов, показал, что наиболее целесообразным является их картографирование с шагом через 200 м по высоте. С учетом того, что характерные для гор уклоны изменяются от 20 до 45-50°, соответствующий шаг по горизонтали для картографирования характеристик фоновой снежности должен быть от 500-600 до 200-150 м. Следовательно, для уверенного картографирования этих характеристик необходима точность их пространственного определения минимум в 2 раза выше, т. е. около 100 – 200 м [Котляков В.М. и др., 1981]. Такое разрешение можно получить на снимках видимого диапазона с ресурсных спутников «Метеор – Природа».

На локальном уровне большое влияние на распределение и режим элементов водно-энергетического баланса оказывает характер поверхности склонов, определяемый сочетанием микроформ рельефа, составом и свойствами рыхлых покровных образований и типом растительности.

Ориентация и крутизна склона определяют интенсивность поступления прямой солнечной радиации – основного энергетического источника всех процессов влаго- и теплообмена на горных склонах. Различным режимом солнечной инсоляции обусловлены различия в температуре и гидрологическом режиме почвогрунтов, динамике составляющих водного баланса на склонах, режиме снегонакопления и снеготаяния. В конечном итоге в результате взаимодействия климата, геологии и рельефа формируется характерный тип поверхности склонов, который, в свою очередь, оказывает большое влияние на все метеорологические элементы.

В горах Центральной Азии и Юго-Восточного Казахстана наиболее распространены следующие типы поверхностей: снежно-ледовые, скальные, осыпные, луговые, закустаренные и залесенные. Каждому из них присущи особенности формирования и режима снежного покрова. Высотная поясность и экспозиционная зональность составляющих водно-энергетического баланса и условий подстилающей поверхности в горах обусловливают закономерные пространственно-временные изменения условий влаго-энергообмена в системе «атмосфера – снежный покров – подстилающая поверхность», что неизбежно проявляется как в режиме снежного покрова, так и в показателях снежности. Вследствие этого в условиях дробно расчлененного рельефа и больших территориальных контрастов ландшафтов на коротких расстояниях резко возрастает про-

странственная изменчивость характеристик водно-энергетического баланса, в том числе показателей снежности. Все это дает основание заключить, что применение методов дистанционного зондирования характеристик снежности, разработанных для равнинных условий, в горах невозможно без организации синхронных наземных измерений на специально созданном снегомерном полигоне. При этом территориальное распределение участков мониторинга снежности должно учитывать различия, обусловленные влиянием абсолютной высоты, ориентации, крутизны и характера (типа) поверхности склонов.

Опыт наших исследований по картографированию показателей снежности [Денисов Ю.М. ,1963] показал, что учет влияния экспозиции склона (азимута падения и крутизны) и типа растительности возможен на участках склонов протяженностью около 50 м. Следовательно, для отображения на карте распределения характеристик снежности, близкого к реальному, необходимо иметь точность их пространственного определения около 25-30 м. Принципиально такое разрешение может быть получено по сканерным космическим снимкам видимого диапазона с ресурсных спутников SPOT, Landsat и «Метеор – Природа» («Ресурс»). Уже сейчас по этим снимкам можно надежно определять высоту сезонной снеговой границы и процент покрытия снегом как в бассейне, так и в отдельном высотном поясе заданной протяженности. Что касается определений высоты и водности снежного покрова, без организации комплекса натурных исследований с регулярным измерением показателей снежности, синхронных по времени со съемкой из космоса, решение рассматриваемой задачи вряд ли возможно.

Таким образом, современный уровень технических возможностей и методов обработки данных дистанционного зондирования Земли из космоса позволяет использовать сканерные снимки видимого и инфракрасного диапазона с ресурсных спутников для дешифрирования сезонной снеговой границы и площади заснеженной территории. Что касается возможностей определения высоты и водности снежного покрова в условиях горного рельефа, то современный уровень технических средств и методических решений не позволяет пока получить по космическим снимкам искомую информацию с достаточным разрешением на местности. Единственно возможным вариантом решения этих задач остается расчет высоты и водности снежного покрова в горах на основе рассмотренных методических построений.

В последние годы нами предприняты исследования, цель которых – оценить возможности определения максимальных снегозапасов в горах на основе метода теплового проявления. Решение задачи определения запасов воды в снежном покрове с использованием данных дистанционного зондирования основано на взаимосвязи элементов теплового и водного баланса снежного покрова. Теоретические основы этих исследований применительно к сезонному снежному покрову наиболее пол-

но изложены в фундаментальных монографиях П.П. Кузьмина [Кузьмин П.П., 1960; Кузьмин П.П., 1961].

Однако расчет максимальных снегозапасов на основе метода теплового баланса снежного покрова требует учета многих характеристик теплового и водного баланса, при этом некоторые наблюдения нуждаются в специальной организации.

Недостаток фактических данных о тепловом балансе снежного покрова вынуждает использовать для решения задачи косвенные показатели. Чаще всего в качестве индекса теплового баланса снежного покрова применяются значения температуры воздуха. В этих случаях показателем интенсивности таяния снежного покрова является коэффициент стаивания $K_{ст}$, выраженный в мм слоя стаявшего снега (в водном эквиваленте) на градус положительной температуры воздуха – мм/(°С·сут). При этом используются различные значения температуры – от среднесуточной до приближенной к максимальной за сутки (измеренной на станциях мониторинга климата в 12 либо 15 ч. местного времени). Этот подход широко применялся в моделях таяния снежного покрова [Кузьмин П.П., 1961; Снег: справочник, 1986]. Расчет снегозапасов выполняется по формуле

$$W = k\,(\Sigma T), \qquad (8)$$

где (ΣT)–сумма положительных температур воздуха в рассматриваемой точке с начала снеготаяния до полного схода снежного покрова, °С; k – коэффициент стаивания, мм/ °С.

Простота формулы (8) достигается за счет ввода нерасчлененных (интегральных) коэффициентов, учитывающих лишь некоторый суммарный эффект действия всего многообразия факторов, определяющих процесс снеготаяния [Кузьмин П.П., 1961].

Схема оценки снегозапасов по спутниковым и наземным измерениям включает ряд последовательных действий определения:

1) дат начала таяния и дат схода снежного покрова по данным метеорологических станций (МС) и данным дистанционного зондирования (ДДЗ);

2) сумм положительных температур воздуха в срок 15 ч. местного времени за период снеготаяния на основе данных с наземных МС;

3) среднего за несколько лет коэффициента стаивания – $K_{ст}$ на основе исходного снегозапаса и данных о суммах положительных температур;

4) запаса воды в снежном покрове на основе выявленного среднего коэффициента стаивания.

Эти исследования были инициированы, прежде всего, с целью выявления закономерностей распределения характеристик снежности в высокогорном поясе, не охваченном данными прямых регулярных наблюдений, и проводились в рамках договорной тематики на базе экспери-

ментального снегомерного полигона в бассейне р. Киши Алматы (Малой Алматинки). К пунктам мониторинга снежности на сети станций и снегомерного маршрута Казгидромета в данном бассейне добавлены ряд площадок на высотах от 1500 до 3000 м и снегомерные площадки на леднике Туйыксу на высотах от 3500 до 3800 м. Регулярные снегомерные съемки на площадках полигона в течение последних лет проводились с середины февраля с интервалом 10-15 дней до полного схода снежного покрова. Сроки разрушения снежного покрова определялись по космическим снимкам NOAA и MODIS (с 2009 г.). Данные о температуре воздуха, необходимые для расчета $K_{\_}$, устанавливались по материалам метеорологических станций Казгидромета (Мынжылкы, Шынбулак, г. Алматы) и станциях Института географии Ледник Туйыксу в бассейне р. Киши Алматы и Жусалыкезен в бассейне р. Улькен Алматы (Большой Алматинки). Исследования не завершены, но полученные к настоящему времени результаты дают основания для уверенного заключения о том, что рассматриваемая задача может быть успешно решена.

2. СНЕЖНЫЕ РЕСУРСЫ ЗОНЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА

2.1. Снежные ресурсы южного склона Жетысу Алатау

2.1.1. Природные условия территории

Характеристика природных условий Жетысу Алатау и особенности распределения снежного покрова в регионе достаточно подробно рассмотрены в монографиях [Северский И.В., Благовещенский В.П., 1983; Северский И.В., 1978; Северский И.В., Благовещенский В.П., 1990], поэтому приведем лишь основные результаты исследований в основном применительно к южному склону Жетысу Алатау.

Особенности орографии и рельефа. Жетысу Алатау, располагаясь между Илейской и Балкашской впадинами, простирается в субширотном направлении с запад-юго-запада на восток-северо-восток. Его протяженность превышает 300 км, а ширина – от 150 км в центральной части горной страны до 80–100 км на окраинах. Северный склон хребта круто обрывается к обширной Прибалкашской равнине, образуя слабовогнутую дугу. Для Жетысу Алатау характерно сложное орографическое строение. Основные орографические единицы – Северный и Южный центральные хребты, разделенные глубокой долиной реки Коксу. В ее верховьях оба хребта соединяются в единый горный узел высотой до 4000 м.

На северном склоне Жетысу Алатау выделяется несколько параллельных главному водоразделу хребтов (Копыртау, Кийрак-Коль, Тастау, Кайкан, Кунгей). В сочетании с разделяющими их продольными депрессиями они образуют дробную систему гор, ступенчато понижающихся к северо-западу.

Южный склон Южного Центрального хребта простирается с запада на восток, образуя слабовогнутую дугу и круто обрываясь к Илейской впадине. Орография южного склона Жетысу Алатау своим происхождением изначально обязана особенностям тектоники рассматриваемой территории, итогом которой стала система горстов и грабенов широтного простирания. Сильно разветвленная гидрографическая сеть в верховьях рек, в среднегорье концентрируется в единые мощные потоки главных рек, которые, рассекая систему хребтов – горстов широтного простирания, выходят на предгорную равнину.

Восточная часть рассматриваемого района Жетысу Алатау представлена территорией бассейна р. Коргас. Главный исток – р. Улькен-Казан, сливаясь с водами правых притоков Аюлысай, Жиланды, Жильлайрык, Сакоу, впадает в озеро Казанколь, ниже которого река носит название Коргас. Приняв притоки Карсу, Найза-Чоко, Сартине и Каспабулак, в питании которых значительна роль ледниковой составляющей, р. Коргас выходит на равнину и впадает в р. Или. Далее к западу распо-

ложены бассейны рек Шижин, Тышкан, Бурхан, воды которых почти полностью разбираются на орошение и, фильтруясь в аккумулятивные отложения предгорного конуса выноса, достигают р. Иле лишь грунтовым стоком. К западу от бассейна р. Бурхан простирается территория бассейна самой крупной реки южного склона Жетысу Алатау – р. Осек, впадающей в р. Иле. Бассейн р. Осек разделен в верхней своей части на три составляющих – бассейны рек Улькен, Орта и Киши Осека. В среднегорной части единого бассейна р. Орта Осек впадает в р. Улькен Осек, а в низкогорной сливаются реки У. и К. Осек. Далее к западу располагается бассейн р. Борохудзир, воды которой разбираются на орошение.

В геологическом отношении рассматриваемая территория представляет собою часть южного крыла антиклинория большого радиуса кривизны, осложненного тектоническими разломами и дифференцированными подвижками блоков [Черкасов П.А., 1975].

К западу от бассейна р. Осек система разломов сформировала три хорошо выраженных разноуровенных ступени, разделенных вертикальными уступами высотой до 1000 м. Западная половина рассматриваемого района представлена системой хребтов, простирающихся почти параллельно Южному Центральному хребту. Они характеризуются крутыми южными и более пологими северными склонами, что предопределяет присущие району особенности территориального распределения снежных ресурсов, существенно отличных от распределения снежных ресурсов в бассейнах главных рек Северного Тянь-Шаня.

Высокогорный пояс южного склона Жетысу Алатау характеризуется глубоко расчлененным альпийским рельефом с незначительными по площади участками выровненных поверхностей, сформировавшихся в период предплейстоценового орогенеза. Последние приурочены к пригребневой – наиболее возвышенной части хребта, что предопределило особенности ее рельефа: сравнительно слабое расчленение приводораздельной части главного хребта и его отрогов с превышением вершин хребта над седловинами всего лишь в 100–300 м. Большая же часть высокогорного пояса рассматриваемого района представлена крутосклонным рельефом с широким распространением древних и современных каров и глубиной вертикального расчленения до 800–1000 м [Черкасов П.А., 1975].

2.1.2. Климатические условия

Присущие горам Юго-Восточного Казахстана особенности климата многократно рассмотрены в научных публикациях, в том числе в монографиях [Северский И.В., Благовещенский В.П. , 1983; Северский И.В., 1978; Северский И.В., Благовещенский В.П., 1990]. Нет необходимости их повторять. Тем не менее, здесь уместно кратко привести общую характеристику климатических условий рассматриваемой территории, на

фоне которых формируются снежные ресурсы главных бассейнов южного склона Жетысу Алатау.

Согласно результатам исследований, осенний переход средней месячной температуры воздуха к отрицательным значениям смещается здесь с начала сентября на высотах более 4000 м на конец октября в низкогорно-предгорной зоне, а переход к положительным значениям температуры происходит в период с марта в низкогорье по середину июня в гляциальном поясе гор.

Средняя температура января на рассматриваемой территории изменяется от минус 6-7°С на высотах 1200-1600 м до минус 20 °С выше 4000 м.

Начиная с сентября в нижнем ярусе гор (до высоты 1400-1500 м) все более отчетливо проявляется зона температурных инверсий, наиболее ярко выраженная в январе-феврале, когда температура воздуха на предгорной равнине на 4-6 °С ниже, чем в горах. В марте – в период формирования максимума снегонакопления на большей части высотного диапазона – инверсия сохраняется, но разность температуры воздуха на предгорной равнине и в низкогорье (до высот 1400-1500 м) сокращается до 2 °С, а в апреле температурный градиент в указанном высотном диапазоне меняет знак и распределение температуры воздуха по высоте приобретает характер, типичный для теплого периода.

2.1.3. Снежные ресурсы южного склона Жетысу Алатау

Данные режимных наблюдений (табл. 5) позволяют относительно надежно выявить вертикальное распределение основных показателей снежности и суммарной увлажненности лишь для ограниченного диапазона высот.

Судя по этим данным, суммы осадков за холодный период (с ноября по март) на южном склоне Жетысу Алатау увеличиваются от 50-60 мм на высоте 600 м до 150-200 мм на высотах 1400-1500 м. Для сравнения отметим, что в расположенных рядом, на открытых к западу бассейнах Коксу, Кора, Шажа в указанном диапазоне высот за тот же период выпадает значительно больше осадков – до 250 мм на высотах 1600-1700 м и до 270-280 мм на высотах 2200-2400 м.

Фактических данных, необходимых для надежного выявления характеристик снежности на южном склоне Жетысу Алатау, как и в большинстве горных районов Центральной Азии, недостаточно. Особенно скудна информация об осадках и снежном покрове высокогорных районов, а на территории Жетысу Алатау и в среднегорных, данных наблюдений недостаточно даже для приближенной оценки фоновых характеристик снежного покрова. Поэтому при оценке снежности территории приходится использовать систему расчетных методов, разработанных ранее [Северский И.В., Се-Зичу и др., 2000].

Таблица 5. Запас воды в снежном покрове, даты установления и схода устойчивого снежного покрова, суммы осадков на южном склоне Жетысу Алатау

Станция	Абс. высота, м	Максимальный запас воды в снежном покрове, мм	Средние сроки залегания устойчивого снежного покрова		Сумма атмосферных осадков за период, мм		
			Дата установления	Дата разрушения	XI-III	IV-X	Год
Аралтобе	2029	-	-	-	-	-	-
Косаузсай	1300	-	11.XI	5.IV	302	520	822
Долоналы	1500	-	30.XI	18.III	209	330	539
Шанханай	1200	-	27.XI	12.III	163	272	435
Жангызагаш	886	-	5. XII	10. III	-	-	-
Жаркент	641	33	8.XII	1.III	73	118	191
Борохудзир-пристань	500	-	15.XII	23.II	55	92	147
В 1,7 км выше устья р. Осек	1390	33	19.XI	28.III	79	263	342
Баскунчи	1205	-	23.XI	21.III	-	-	-
Борохудзир	614	33	9.XI	1.III	46	104	150

Фактическая информация о снежности территории Южного Жетысу приведена в табл. 6. Как видно, она весьма ограничена: пункты режимных наблюдений расположены ниже 1500 м, а для подавляющей части территории южного склона Жетысу Алатау фактических данных о распределении снежного покрова нет вовсе. Закономерности вертикального распределения характеристик снежности выявлены здесь на основе полученных ранее типовых зависимостей показателей снежности от абсолютной высоты. За верхний предел упомянутых зависимостей принята высота климатической снеговой границы (приведенной фирновой линии) на ледниковых склонах. При этом на основании результатов специальных исследований [Северский И.В., Благовещенский В.П., 1983; Северский И.В., Се-Зичу и др., 2000] принято, что снеговая граница на ледниковых склонах расположена на 400 м выше уровня приведенной фирновой линии.

Как видно, для Южного Жетысу характерны небольшие вертикальные градиенты максимальных снегозапасов и закономерное их изменение в направлении с запада на восток. Наибольшие градиенты снежности присущи западному району горной страны: даже на склонах горного обрамления Когалинской впадины снегозапасы в 2-2,5 раза больше, чем на соответствующих высотах южного склона Жетысу Алатау. Максимальной снежностью характеризуются бассейны рек Кора, Шажа,

Таблица 6. **Распределение средних максимальных снегозапасов в Южной Джунгарии**

Территория	Максимальные снегозапасы (W, мм) на высотах (H, мм)																	
	600	800	1000	1200	1400	1600	1800	2000	2200	2400	2600	2800	3000	3200	3400	3600	3800	4000
Юж. склон Жетысу Алатау в целом	30	35	40	45	50	55	60	80	90	110	130	170	220	260	930	400	470	600
Бассейн р. Борохудзир	-	-	30	35	40	45	50	60	70	90	120	150	200	260	320	400	470	620
Бассейны рек Осек, Коныролен	30	35	40	45	50	55	60	80	90	110	130	170	220	270	330	400	470	620
Бассейны рек Шижин, Тышкан, Бурхан	30	35	40	45	50	55	60	85	100	120	155	200	240	280	330	400	470	600
Бассейн р. Коргас	-	25	25	30	30	35	40	50	60	70	90	120	170	230	320	400	470	600
Горное обрамление впадины Когалы	40	60	75	105	130	180	210	250	290	360	380	430	480	530	580	640	700	760

Коксу, где вертикальный градиент средних из максимальных снегозапасов быстро увеличивается от 2-3 мм/100 м у выхода главных рек из гор до 50-55 мм/100 м в высокогорье. В том же направлении повышается и временная изменчивость снегозапасов. Об этом свидетельствует значительное увеличение по высоте отношения абсолютных максимумов снегонакопления к наименьшим величинам максимальных снегозапасов [Северский И.В., 1978].

Исходной информацией для определения снежных ресурсов послужили рассмотренные выше районные зависимости значений W от абсолютной высоты, построенные по данным режимных наблюдений на сети гидрометеорологических станций, снегомерных маршрутов и суммарных осадкомеров с использованием результатов определений, выполненных на основе рассмотренных методов. При этом в полной мере использована информация о высоте климатической снеговой границы H_k, годовой аккумуляции твердых осадков на этом уровне A_k и соответствующих максимальных снегозапасах на ледниковых склонах W [Северский С.И., 1989; Severskiy S.I., Severskiy I.V., 1992].

Полученные на основе зависимостей $W = f(H)$ среднезональные (фоновые) величины максимальных снегозапасов на основе рассмотренных методов были пересчитаны в величины соответствующего снегонакопления на реальных склонах с учетом влияния локальных факторов. Характеристики последних определены по топографической карте масштаба 1:100 000 для каждой точки пересечения километровой сетки с шагом 2 км, а для каждой ячейки сетки – «элементарного склона»

рассчитан водный эквивалент снежного покрова (объем снеговой воды) в $м^3$, соответствующий данной величине снегонакопления. Снежные ресурсы определялись как сумма объемов снеговой воды, выявленных для всех «элементарных склонов» данного бассейна.

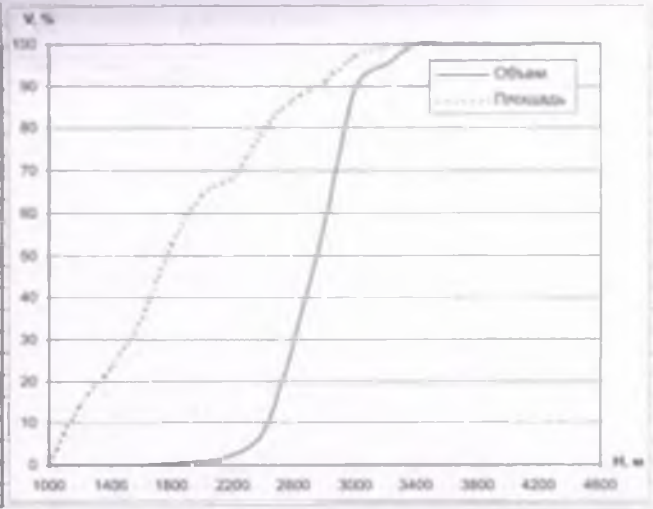
Результаты определений представлены на **рис. 2-7.**

Судя по этим результатам, распределение снежных ресурсов на южном склоне Жетысу Алатау, повторяя в общих чертах закономерности, выявленные ранее для Северного Тянь-Шаня, характеризуется особенностями, обусловленными, прежде всего, спецификой рельефа и большей долей площади склонов южной ориентации. Последний фактор – главная причина значительных различий в результатах оценки снежных ресурсов, выполненных на основе среднезональных (фоновых) значений снегозапасов и вычисленных с учетом влияния локальных факторов. Для южного склона Жетысу Алатау эти величины различаются более чем вдвое, составляя 476,3 и 221,1 млн. $м^3$ соответственно. При этом выявленная разница обусловлена почти исключительно влиянием ориентации склонов. Вторая особенность распределения снежных ресурсов в горах Южного Жетысу – отчетливо выраженное влияние орографии и особенностей рельефа, предопределивших конфигурацию площади бассейнов главных рек и соответствующий ход линии дифференцированного распределения снежных ресурсов.

Это особенно ярко выражено в распределении снежных ресурсов в бассейне р. Борохудзир: наличие упомянутых трехуровенных уступов в рельефе южного склона хребта и характерное для бассейна распределение площади по ориентации предопределили ломаный ход линии распределения снежных ресурсов по высоте (**рис. 2**). Для этого бассейна характерна и максимальная разница (в 7 раз!) в снежных ресурсах, рассчитанных с учетом и без учета влияния локальных факторов. В остальных бассейнах южного склона Жетысу Алатау результаты соответствующих определений различаются в 1,9-2,2 раза. Напомним, что в условиях Северного Тянь-Шаня снежные ресурсы, рассчитанные с учетом влияния локальных факторов, лишь на 30-35% меньше вычисленных по среднезональным (фоновым) величинам снегонакопления без учета влияния ориентации склонов и типа растительного покрова. Для южного склона Жетысу Алатау характерно также значительно более контрастное распределение снежных ресурсов по абсолютной высоте: более 50 % суммарных снежных ресурсов сосредоточено здесь в высокогорном поясе (на высотах более 3300 м), площадь которого составляет лишь 15 % от суммарной площади бассейнов главных рек рассматриваемого района и изменяется в разных бассейнах от 10 (бассейны рек Бурхан, Тышкан, Шижин) до 25 % (бассейн р. Коргас).

Это еще раз свидетельствует о важности сохранения экологического равновесия в высокогорном поясе, где формируется подавляющая часть возобновляемых водных ресурсов и необходимости организации

Интервал, (м уд.м)	Площадь, км кв.	Запас снеговой воды, м³		
		W	We	Wn
1000-1200	16	269124	8400	0
1200-1400	60	1282890	116014	0
1400-1600	52	1340501	164200	0
1600-1800	64	1992199	277036	0
1800-2000	96	3804323	581368	16901
2000-2200	64	3159481	385331	26563
2200-2400	24	1364870	366795	66911
2400-2600	60	4336770	1636747	230937
2600-2800	40	3497800	1641624	919688
2800-3000	24	2501667	1275613	1275613
3000-3200	32	4163044	1669549	1491848
3200-3400	12	2034665	254736	6852
3400-3600	4	948188	557242	279082
3600-3800	0	0	0	0
3800-4000	0	0	0	0
4000-4200	0	0	0	0
4200-4400	0	0	0	0
4400-4600	0	0	0	0
4600-4800	0	0	0	0
4800-5000	0	0	0	0
1000-5000	548	30695522	8934655	4314396



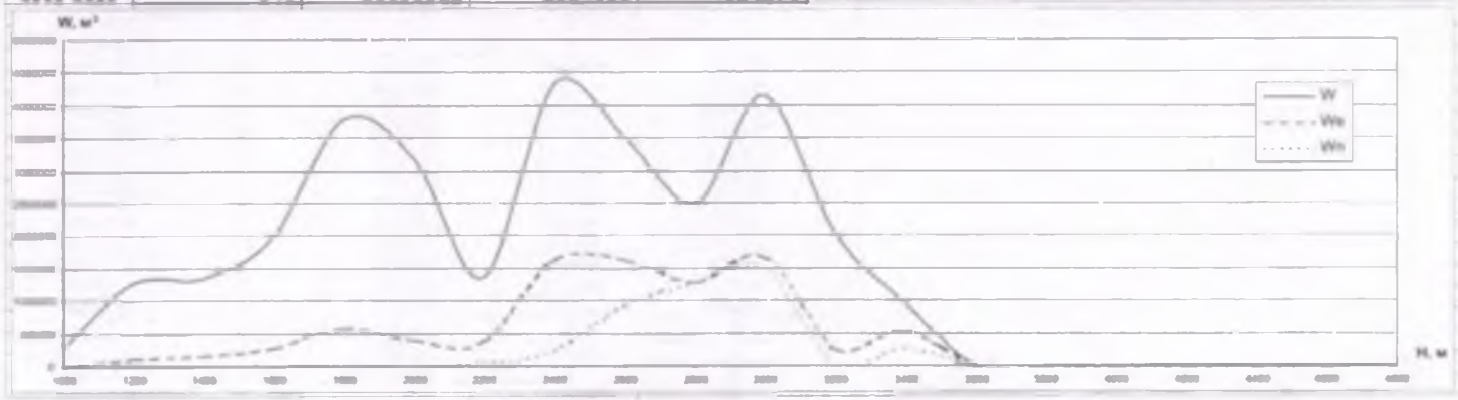
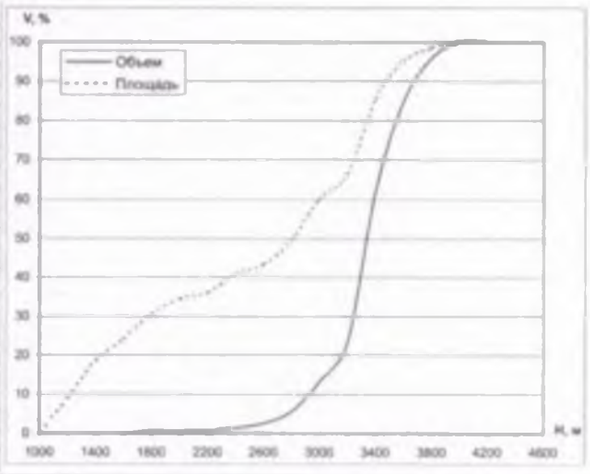


Рис. 2. Распределение снежных ресурсов в бассейне р. Борохудзир

Интервал, (м ур.м)	Площадь, км кв.	Запас снеговой воды, м³		
		W	We	Wn
1000-1200	16	323809	0	0
1200-1400	28	894657	0	0
1400-1600	48	1803295	52085	0
1600-1800	28	1255736	0	0
1800-2000	32	1701920	341470	180623
2000-2200	20	1252725	211356	16679
2200-2400	8	698634	319486	43351
2400-2600	24	2247625	491306	293442
2600-2800	12	1305707	490506	434931
2800-3000	32	4411525	1106726	1106726
3000-3200	52	8147846	3125366	2868082
3200-3400	32	5929478	3720213	3720213
3400-3600	96	21786487	15150676	14599403
3600-3800	48	12552851	8644700	8644700
3800-4000	16	4970489	4175974	4175974
4000-4200	8	1487689	1447689	1447689
4200-4400	0	0	0	0
4400-4600	0	0	0	0
4600-4800	0	0	0	0
4800-5000	0	0	0	0
1000-5000	**388**	**78788473**	**38277533**	**37531813**



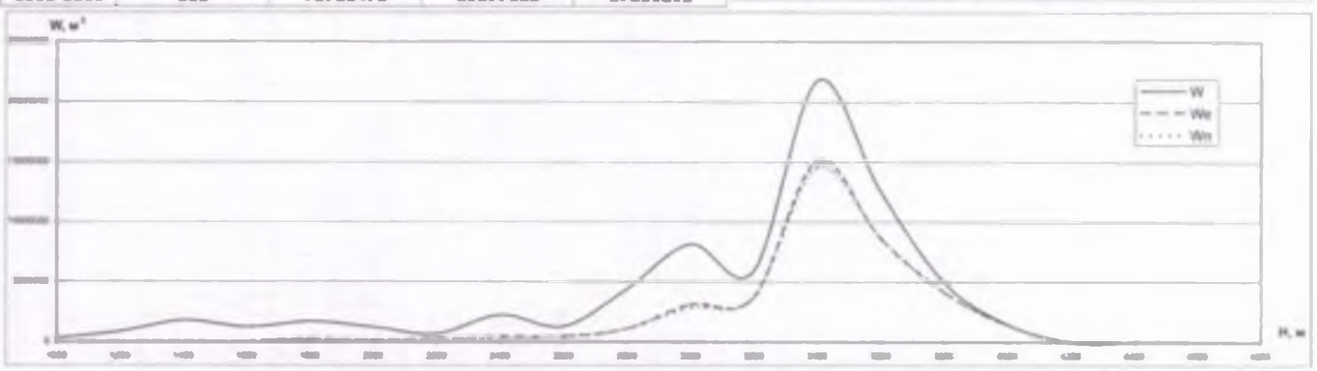
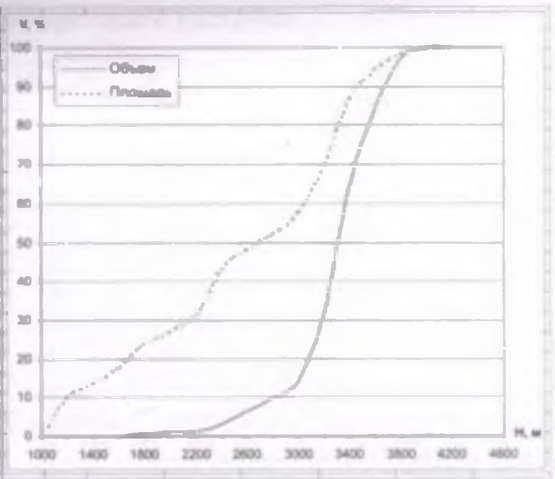


Рис. 3. Распределение снежных ресурсов в бассейне р. Улькен Осек

Интервал, (м ур.м)	Площадь, км кв.	Запас снеговой воды, м³		
		W	We	Wn
1000-1200	20	434044	0	0
1200-1400	[illegible]	[illegible]	0	0
1400-1600	[illegible]	[illegible]	0	0
1600-1800	20	[illegible]	220139	0
1800-2000	32	[illegible]	986870	223150
2000-2200	16	894872	229604	229604
2200-2400	24	1794196	254412	[illegible]
2400-2600	60	5619063	1889611	[illegible]
2600-2800	28	3033484	1385939	1385939
2800-3000	20	2573841	1462381	[illegible]
3000-3200	28	4290866	1900625	[illegible]
3200-3400	64	11995346	7487704	7487704
3400-3600	88	19870946	13779880	[illegible]
3600-3800	40	10477000	8612966	8612966
3800-4000	20	6338135	5270038	5270038
4000-4200	8	1487689	1204749	1204749
4200-4400	0	0	0	0
4400-4600	0	0	0	0
4600-4800	0	0	0	0
4800-5000	0	0	0	0
1000-5000	**528**	**73387787**	**44381028**	**42482781**



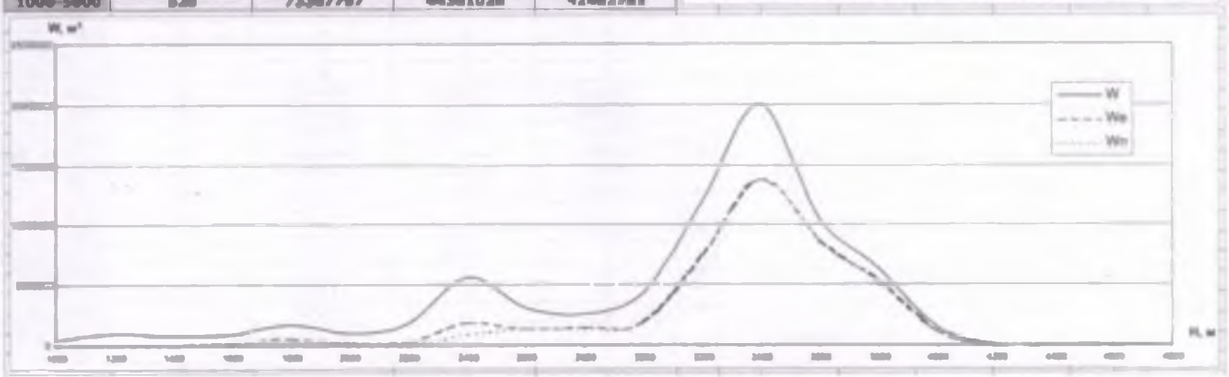


Рис. 4. Распределение снежных ресурсов в бассейне р. Киши Осек

Интервал, (м уд.м)	Площадь, км кв.	Запас снеговой воды, м³		
		W	Ww	Wn
1000-1200	0	0	0	0
1200-1400	0	0	0	0
1400-1600	12	300107	0	0
1600-1800	4	187725	0	0
1800-2000	12	616212	0	0
2000-2200	20	1229567	0	0
2200-2400	8	616549	45937	0
2400-2600	36	3305050	577176	121502
2600-2800	4	421989	0	0
2800-3000	28	3679222	1595261	1581033
3000-3200	40	6162415	3065030	2996534
3200-3400	56	10342489	5174755	5065819
3400-3600	92	21001183	12509798	12509798
3600-3800	28	7265478	5955435	5955435
3800-4000	20	5204535	3458292	3458292
4000-4200	0	0	0	0
4200-4400	0	0	0	0
4400-4600	0	0	0	0
4600-4800	0	0	0	0
4800-5000	0	0	0	0
1000-5000	**360**	**60332521**	**32381683**	**31688413**

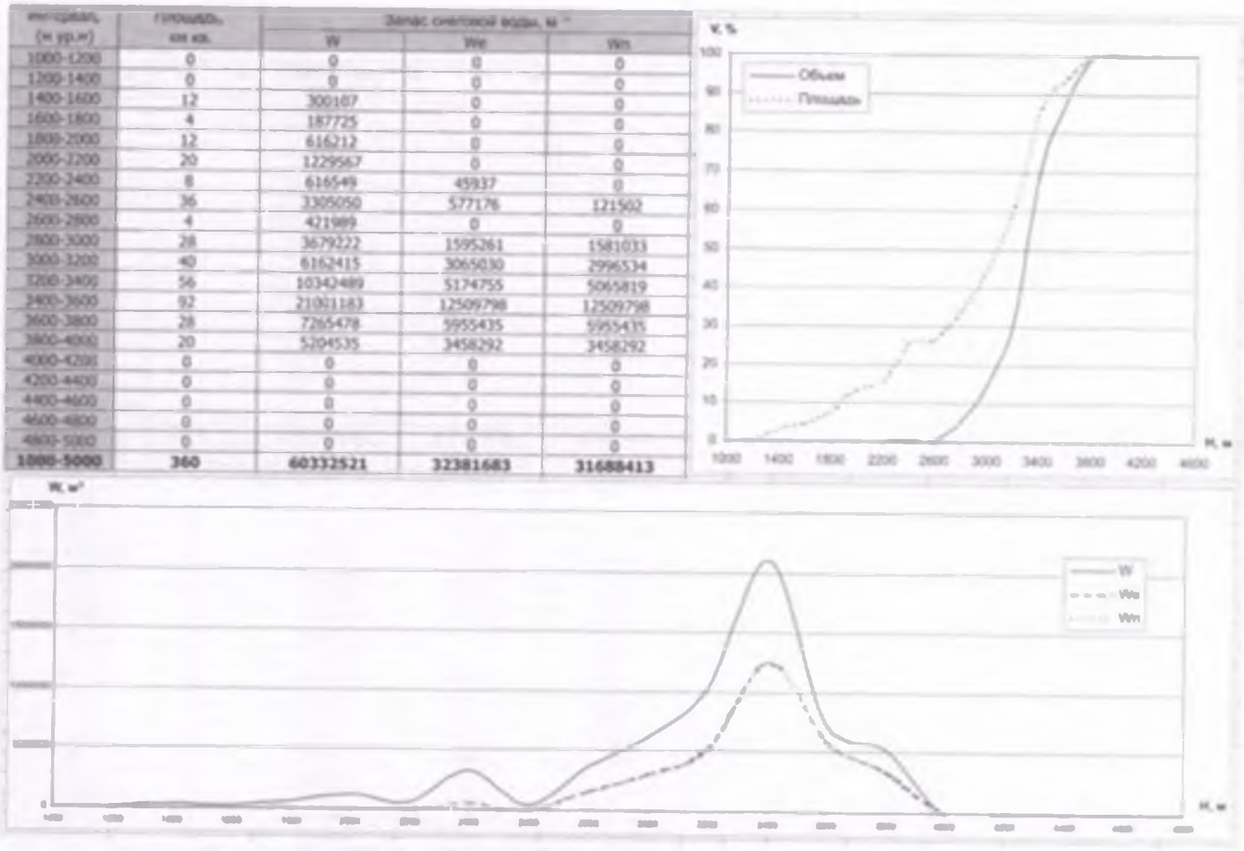


Рис. 5. Распределение снежных ресурсов в бассейне р. Орта Осек

Интервал, (м уд.м)	Площадь, км кв.	Запас снеговой воды, м³		
		W	Ww	Wn
1000-1200	28	366476	0	0
1200-1400	20	357422	0	0
1400-1600	32	706859	0	0
1600-1800	12	319418	0	0
1800-2000	24	793959	111413	0
2000-2200	12	513805	121549	121549
2200-2400	24	1199660	0	0
2400-2600	84	5419485	1525626	1451709
2600-2800	28	2150127	118974	0
2800-3000	60	5088478	1044360	930992
3000-3200	112	13298834	6566455	6533227
3200-3400	124	18555871	9832447	9168035
3400-3600	192	30921806	25239798	24231535
3600-3800	64	14442850	8081881	7435377
3800-4000	72	20244244	13598473	10779080
4000-4200	32	9733775	6613303	6327341
4200-4400	0	0	0	0
4400-4600	0	0	0	0
4600-4800	0	0	0	0
4800-5000	0	0	0	0
1000-5000	**920**	**[illegible]**	**[illegible]**	**[illegible]**

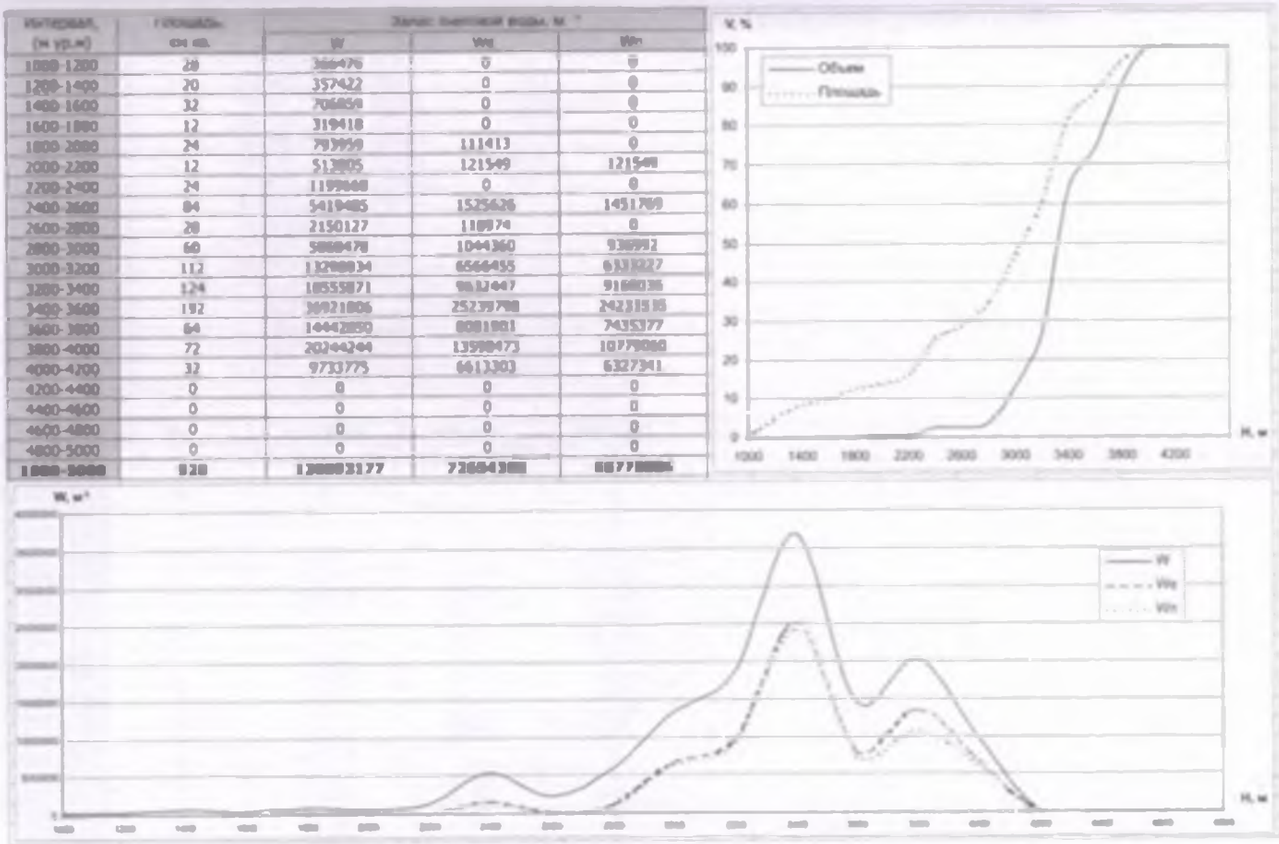
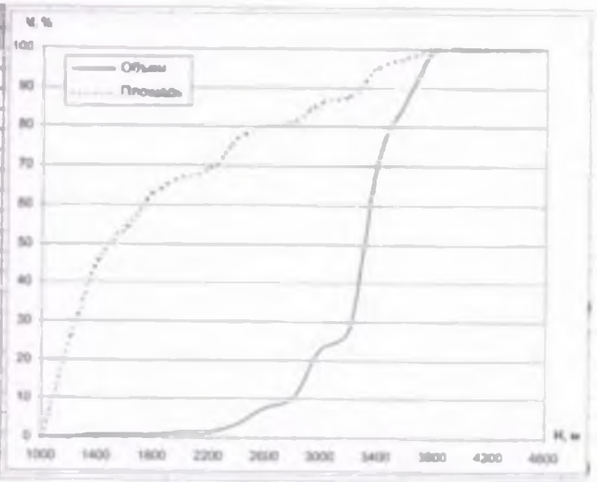


Рис. 6. Распределение снежных ресурсов в бассейне р. Коргас

Интервал, (м ур.м)	Площадь, км кв	Запас снеговой воды, м³		
		W	We	Wn
1000-1200	116	[illegible]	0	0
1200-1400	92	[illegible]	0	0
1400-1600	156	[illegible]	423167	290729
1600-1800	68	[illegible]	97808	0
1800-2000	72	[illegible]	0	0
2000-2200	32	[illegible]	679335	138110
2200-2400	20	[illegible]	423667	60156
2400-2600	60	[illegible]	[illegible]	[illegible]
2600-2800	28	[illegible]	[illegible]	[illegible]
2800-3000	8	[illegible]	[illegible]	[illegible]
3000-3200	40	[illegible]	[illegible]	[illegible]
3200-3400	12	[illegible]	[illegible]	[illegible]
3400-3600	60	[illegible]	[illegible]	[illegible]
3600-3800	20	[illegible]	[illegible]	[illegible]
3800-4000	16	[illegible]	[illegible]	[illegible]
4000-4200	0	0	0	0
4200-4400	0	0	0	0
4400-4600	0	0	0	0
4600-4800	0	0	0	0
4800-5000	0	0	0	0
1000-5000	**[illegible]**	**[illegible]**	**[illegible]**	**[illegible]**



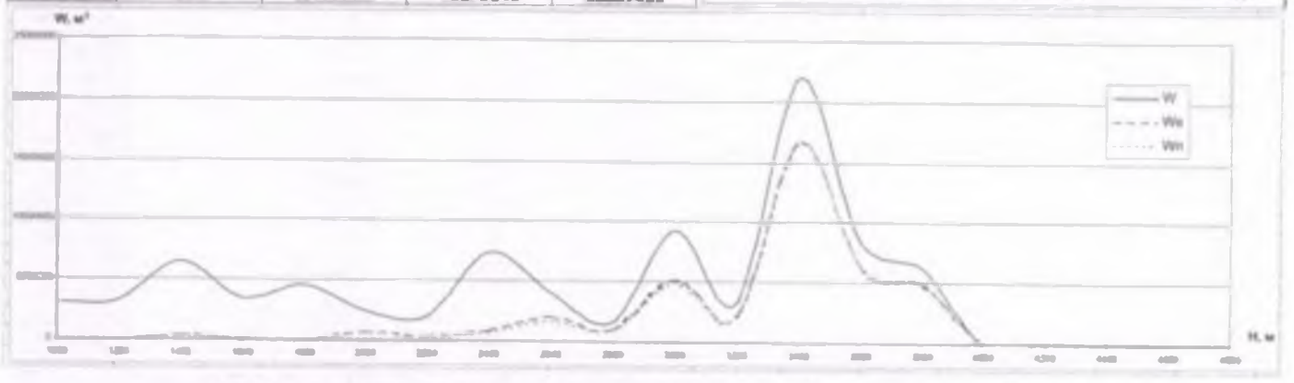
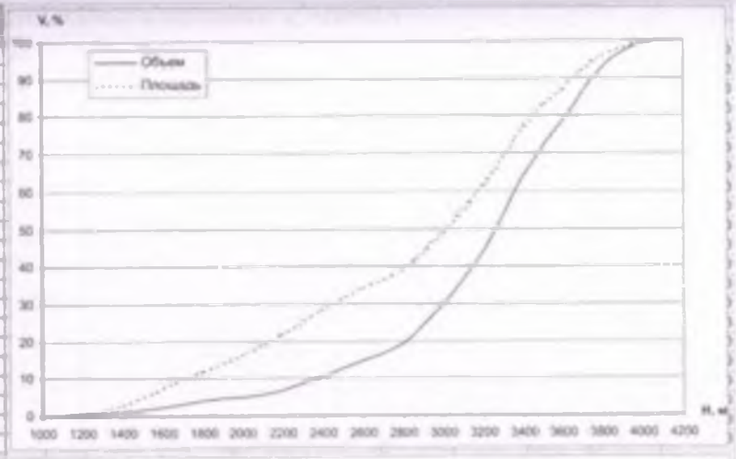


Рис. 7. Распределение снежных ресурсов в бассейне рек Бурхан, Тышкан, Шижин

Интервал, (м ур.м)	Площадь, км кв	Запас снеговой воды, м³		
		W	We	Wn
1000-1200	0	0	0	0
1200-1400	2	215888	188641	188641
1400-1600	6	720401	366908	366908
1600-1800	12	1565426	917934	651378
1800-2000	13	1875730	1268074	961125
2000-2200	12	1892018	1149556	557221
2200-2400	15	2655410	1928026	1015733
2400-2600	19	3633117	2716121	2005389
2600-2800	16	3401879	2533435	2269765
2800-3000	14	3282830	2675886	2675886
3000-3200	27	6838841	5807832	5807832
3200-3400	35	9813751	7688197	7688197
3400-3600	43	13347956	11149898	11149898
3600-3800	28	9597114	7973011	7973011
3800-4000	25	9373308	8004362	7901400
4000-4200	10	4153268	3491382	3491302
4200-4400	1	435188	363947	363947
4400-4600	0	0	0	0
4600-4800	0	0	0	0
4800-5000	0	0	0	0
1000-5000	**278**	**72802125**	**58223208**	**55067732**



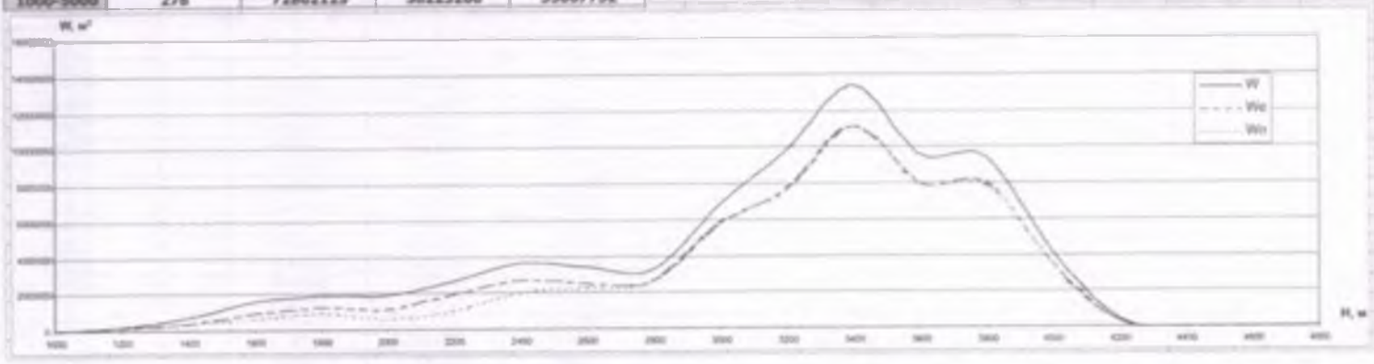


Рис. 8. Распределение снежных ресурсов в бассейне р. У. Алматы

Интервал, (м ур.м)	Площадь км кв.	Запас снеговой воды, м³		
		W	We	Wn
1000-1200	0	0	0	0
1200-1400	6	789751	386360	136319
1400-1600	8	1138399	470307	214841
1600-1800	9	1384893	851208	412886
1800-2000	11	1856381	1018130	782933
2000-2200	11	2041498	1552339	454220
2200-2400	9	1844586	1462926	1075540
2400-2600	10	2229907	1977328	1561587
2600-2800	9	2195361	1854588	1712622
2800-3000	9	2373790	1966788	1966788
3000-3200	8	2343189	2021765	2021765
3200-3400	6	1965245	1735967	1735967
3400-3600	9	3160061	2787549	2787549
3600-3800	8	3063855	2493187	2493187
3800-4000	3	1275319	1249785	1249785
4000-4200	4	1852986	1761692	1761692
4200-4400	0	0	0	0
4400-4600	0	0	0	0
4600-4800	0	0	0	0
4800-5000	0	0	0	0
1000-5000	**120**	**29515220**	**23589917**	**20367679**

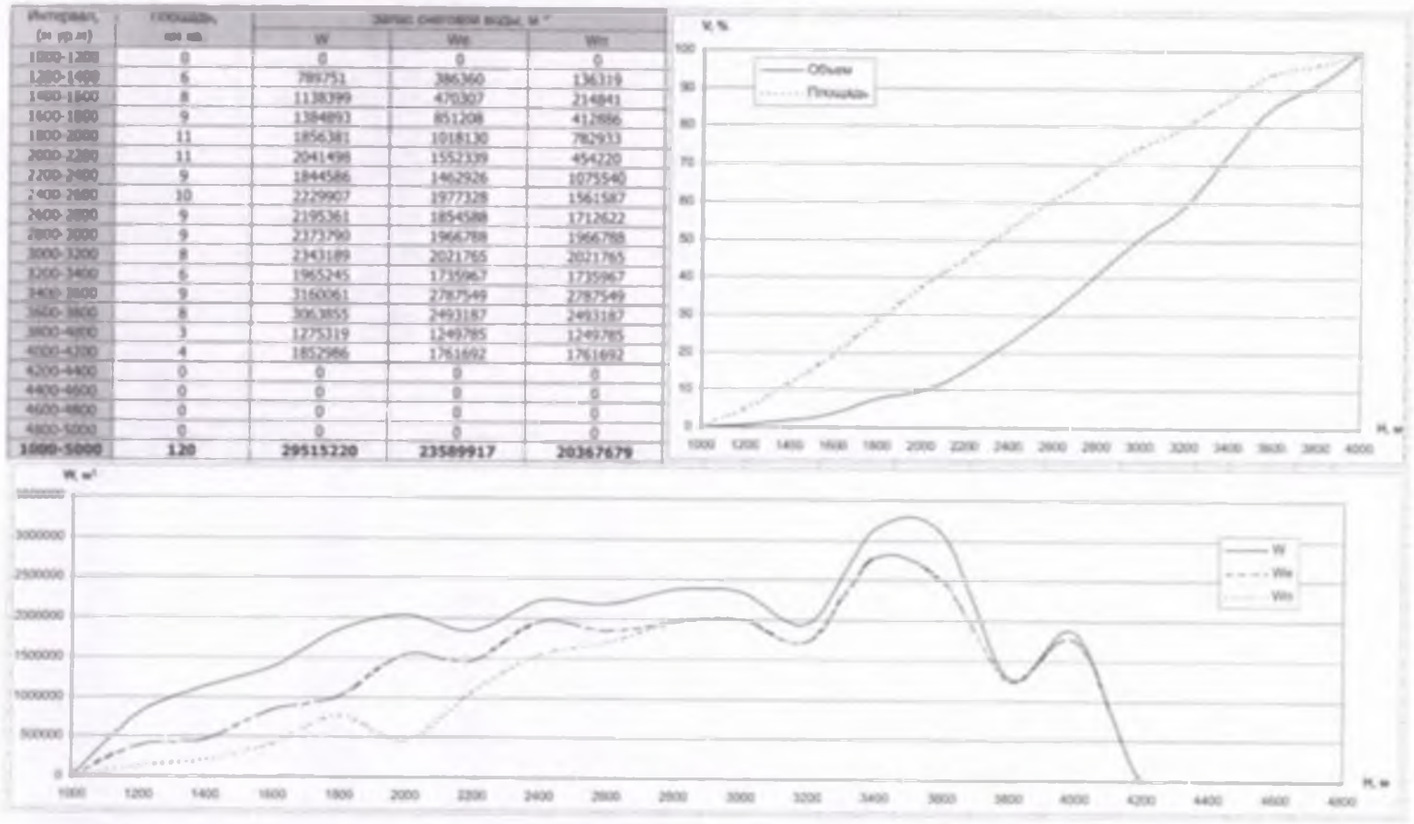


Рис. 9. Распределение снежных ресурсов в бассейне р. К. Алматы

Интервал, (м ур.м)	Площадь км кв.	Запас снеговой воды, м³		
		W	We	Wn
1000-1200	72	2256163	373948	316987
1200-1400	264	9894797	2948076	2829006
1400-1600	416	17980463	7089237	6014353
1600-1800	360	18127672	6152309	4724108
1800-2000	328	19537704	6073551	3294285
2000-2200	316	22271568	7850260	2773683
2200-2400	336	28121562	11578049	5474337
2400-2600	324	32032588	14763414	7638827
2600-2800	336	39618763	20784626	13824157
2800-3000	332	46478494	26513793	21847095
3000-3200	336	55335981	32899038	29018494
3200-3400	300	58530947	42853574	41617517
3400-3600	236	54147522	36942535	35395584
3600-3800	204	55413636	41024386	40775082
3800-4000	172	54793142	44807761	44807761
4000-4200	108	40871326	34581843	34581843
4200-4400	84	38037436	32386605	32386605
4400-4600	8	3957683	3735846	3735846
4600-4800	4	2420832	1810775	1810775
4800-5000	0	0	0	0
1000-5000	**4536**	**599844277**	**375045604**	**[illegible]**

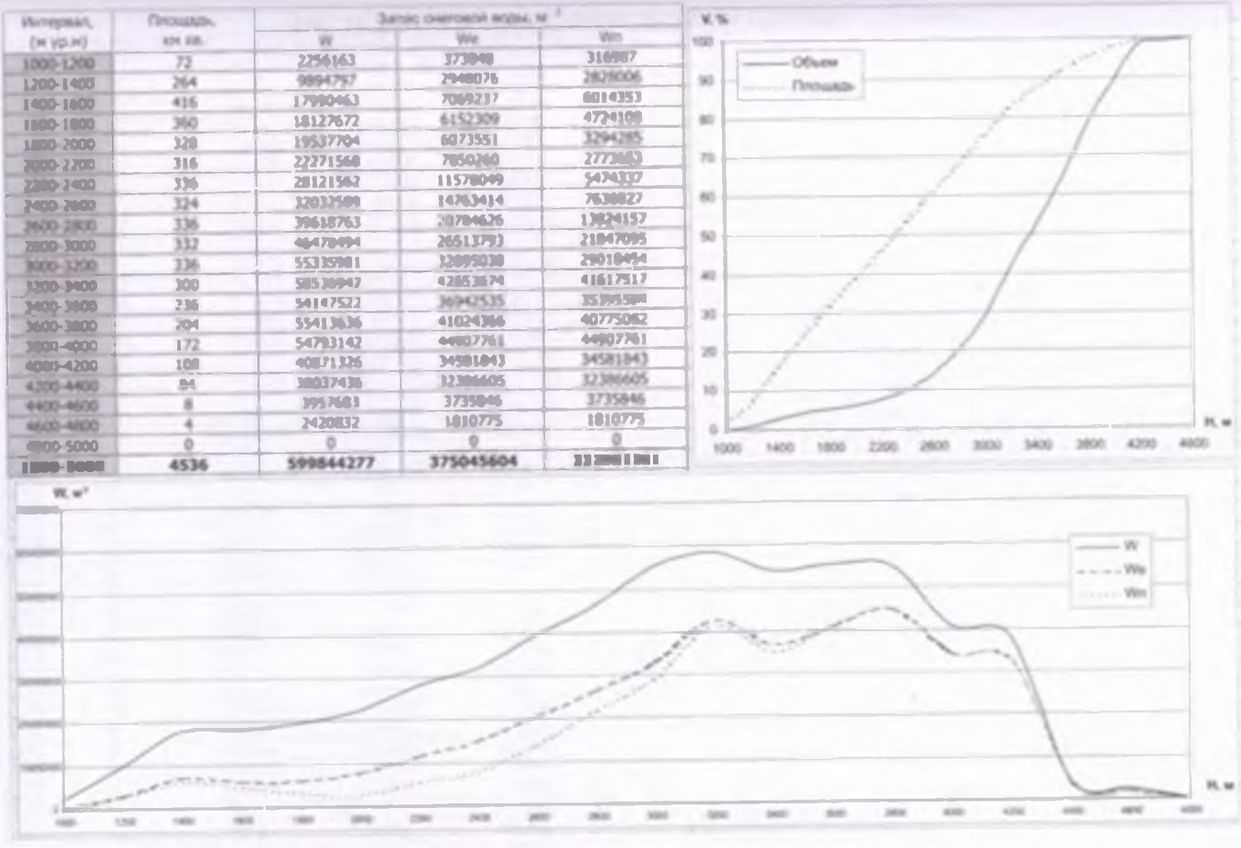


Рис. 10. Распределение снежных ресурсов в бассейне р. Шелек

Интервал, (м уд.м)	Площадь, км кв.	Запас снеговой воды, м³		
		W	Ww	Wn
1000-1200	4	240130	175302	175302
1200-1400	4	277323	0	0
1400-1600	44	3538921	1208879	876389
1600-1800	36	3386125	1194298	916408
1800-2000	48	5029836	2577587	887126
2000-2200	76	9170768	5943037	3195122
2200-2400	116	15911504	7679888	5278298
2400-2600	160	25026488	14864631	10833575
2600-2800	212	36951674	23864251	16847308
2800-3000	144	28803329	19431196	17510649
3000-3200	96	21768997	17398930	16035487
3200-3400	68	17595141	14770807	13903511
3400-3600	52	14879957	12031703	11463181
3600-3800	36	12088584	10230193	10230193
3800-4000	32	11876597	10722191	10435501
4000-4200	8	3470225	2944308	2944308
4200-4400	8	3687590	3033996	3033996
4400-4600	0	0	0	0
4600-4800	0	0	0	0
4800-5000	0	0	0	0
1000-5000	**1144**	**213703188**	**147871037**	**123986321**

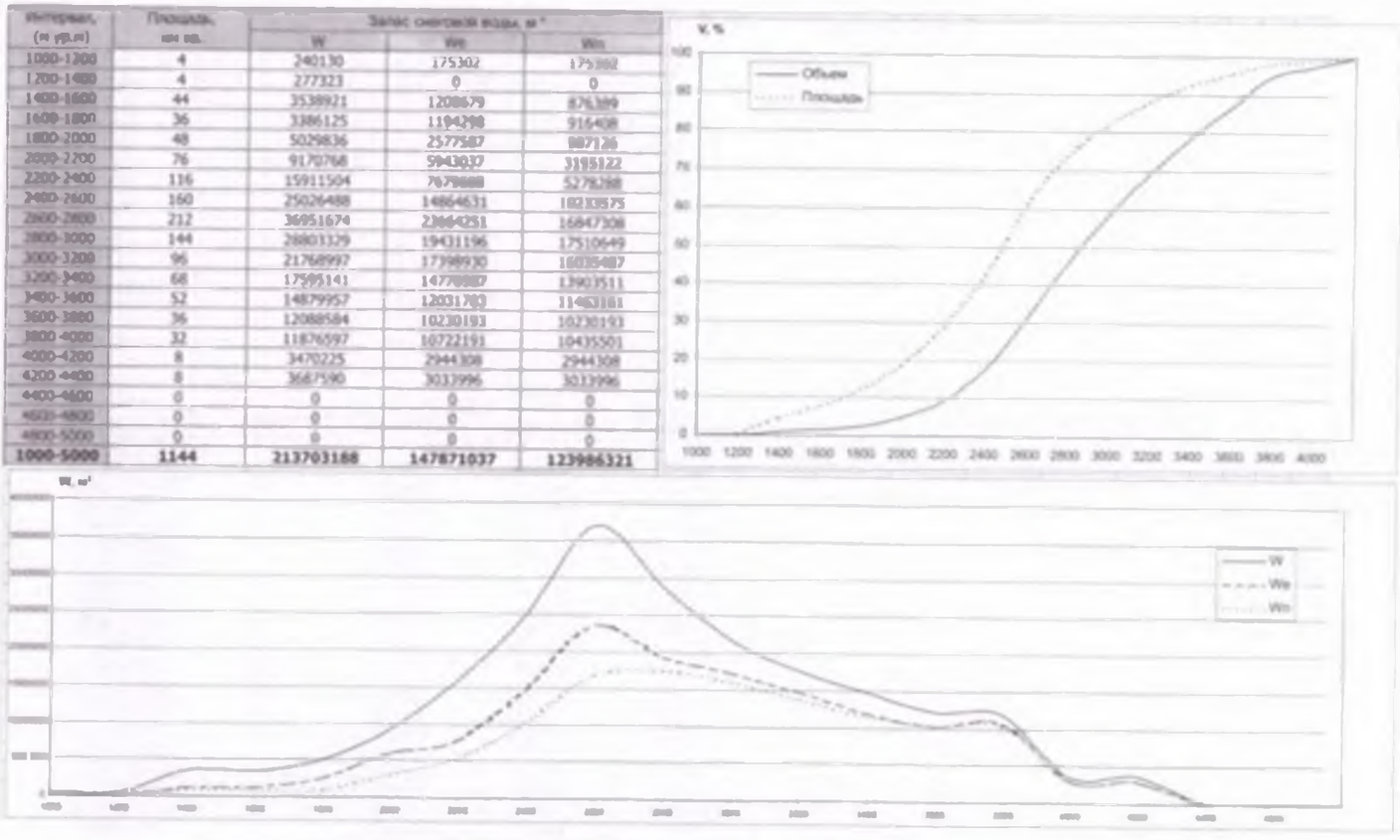


Рис. 11. Распределение снежных ресурсов в бассейне р. Турген

Интервал, (м уд.м)	Площадь, км кв.	Запас снеговой воды, м³		
		W	Ww	Wn
1000-1200	4	326353	299317	299317
1200-1400	4	356944	316944	42625
1400-1600	32	3103623	1188915	436600
1600-1800	16	1735494	1227675	593863
1800-2000	16	1973723	1196549	571212
2000-2200	16	2137217	1525315	891753
2200-2400	12	1820221	1380470	549871
2400-2600	28	4811525	2932273	1398084
2600-2800	16	2979477	1543027	1112587
2800-3000	8	1692783	1581159	1581159
3000-3200	32	7619509	6422294	6422294
3200-3400	28	7510178	5387574	5387574
3400-3600	16	4717632	4443159	4443159
3600-3800	20	6546932	5343036	5343036
3800-4000	16	6657441	5427299	5427299
4000-4200	4	1600992	1527668	1527668
4200-4400	4	1770786	1486305	1486305
4400-4600	4	1980647	1940647	1940647
4600-4800	0	0	0	0
4800-5000	0	0	0	0
1000-5000	**276**	**58741476**	**45169627**	**39455055**

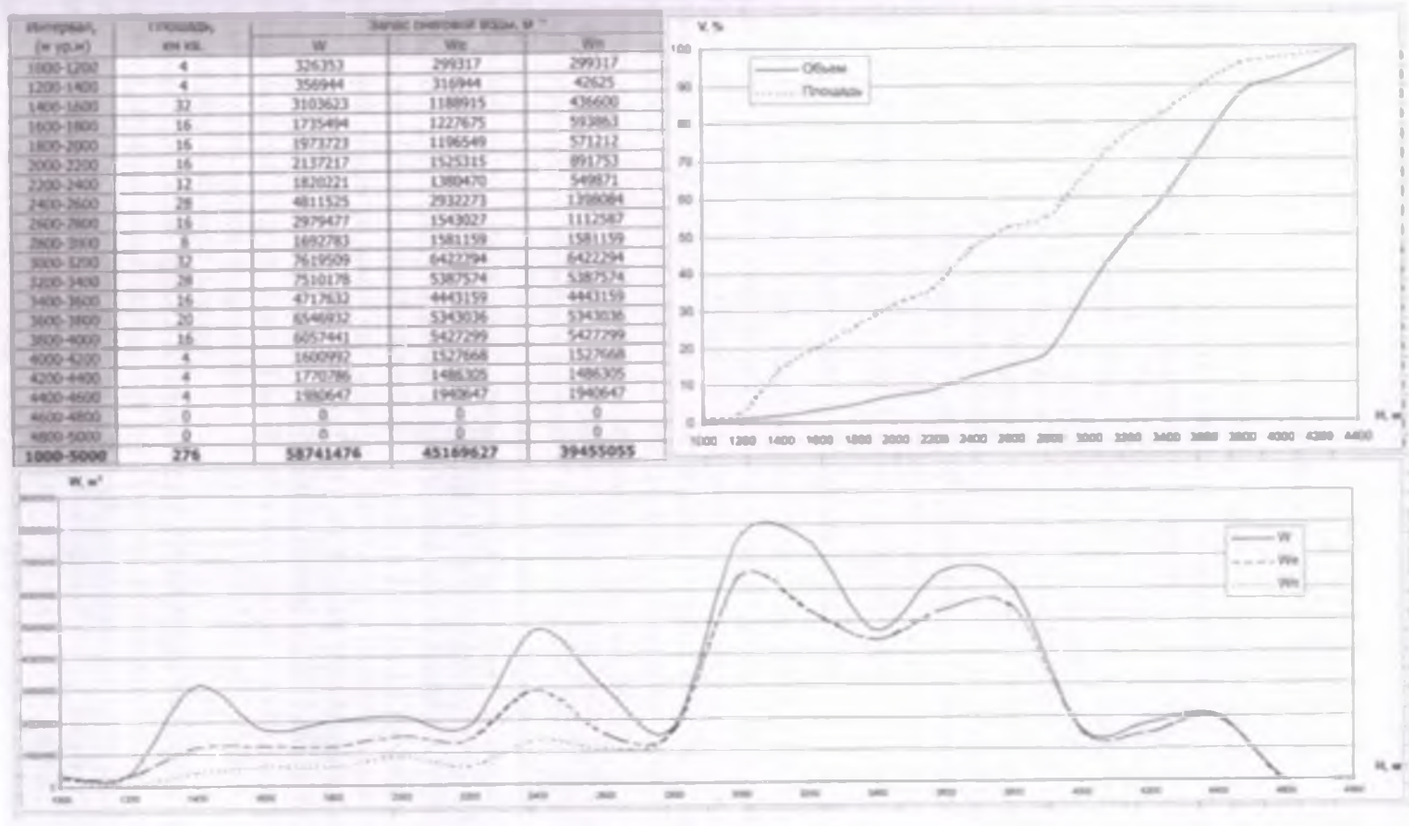
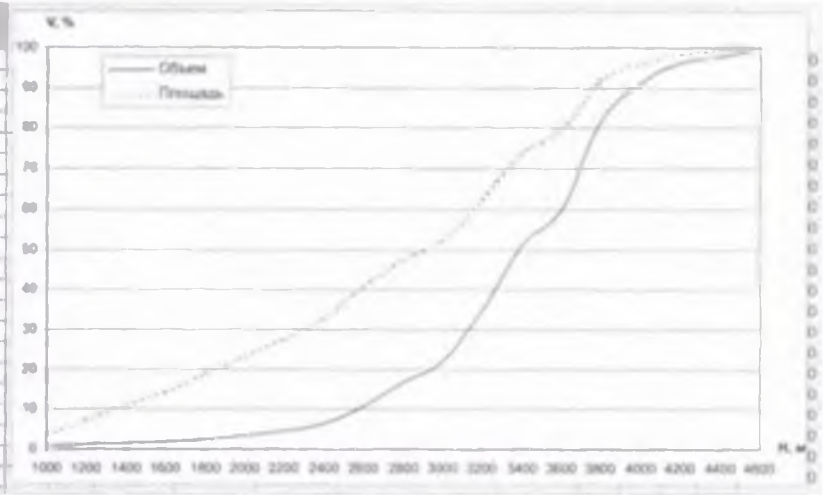


Рис. 12. Распределение снежных ресурсов в бассейне р. Есик

Интервал, (м ур.м)	Площадь, км кв.	Запас снеговой воды, м³		
		W	We	Wn
1000-1200	20	1941401	1007491	1007491
1200-1400	20	2140608	1231319	414874
1400-1600	20	2399605	1276218	281418
1600-1800	20	2641032	1456261	364734
1800-2000	24	3399004	2036775	430071
2000-2200	24	3870865	1928766	1008163
2200-2400	24	4180198	3609093	1376065
2400-2600	28	5585124	3977502	2069056
2600-2800	44	9524623	6270685	4447989
2800-3000	40	9570045	7493388	6411418
3000-3200	24	6467022	5662832	5662832
3200-3400	56	16491010	13506753	13506753
3400-3600	64	20533976	17561743	17561743
3600-3800	32	11289039	9218182	9218182
3800-4000	68	26747755	23409912	23409912
4000-4200	24	10362806	9826006	9826006
4200-4400	12	5561789	5381272	5381272
4400-4600	4	2038873	1631956	1631956
4600-4800	4	2465265	2239376	2239376
4800-5000	0	0	0	0
1000-5000	**552**	**147206841**	**118715531**	**106330363**



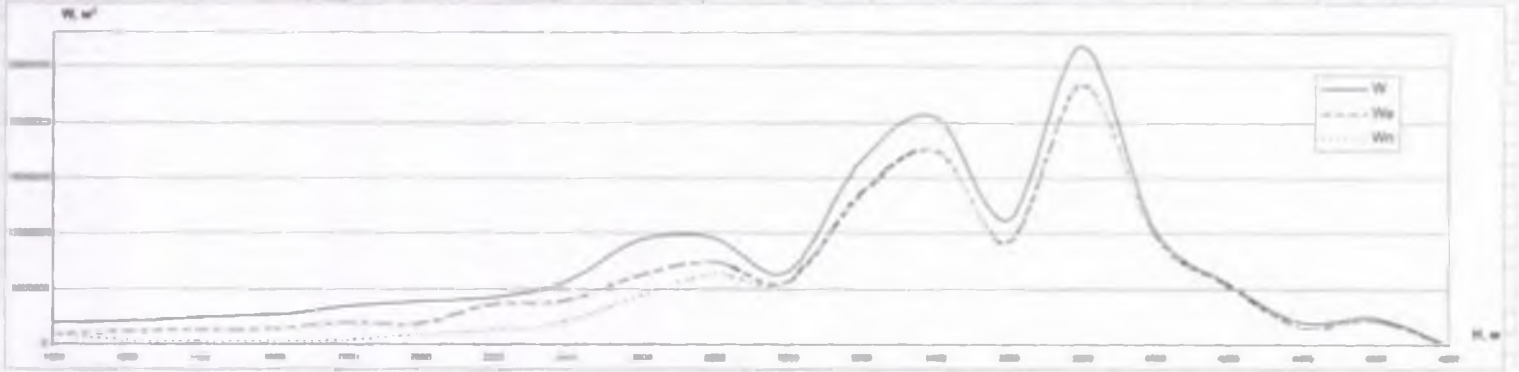


Рис. 13. Распределение снежных ресурсов в бассейне р. Талгар

исследований динамики гляциосферы высокогорья как реакции на изменения климата и антропогенных нагрузок.

2.2. Снежные ресурсы казахстанской части Тянь-Шаня

В казахстанской части бассейна реки Иле расположены следующие хребты Северного Тянь-Шаня: Иле Алатау (кроме южного склона к западу от Шелеко-Кеминской горной перемычки), северный склон хр. Кунгей Алатау к востоку от упомянутой перемычки, западная половина хр. Узынкара, северные склоны хребтов Терискей Алатау и Сарыжаз. Физико-географические особенности рассматриваемой территории и условия лавинообразования в казахстанской части Тянь-Шаня многократно и подробно описаны в многочисленных научных публикациях [Северский И.В., Благовещенский В.П., 1983; Северский И.В., Се-Зичу, Благовещенский В.П. и др., 2000; Северский, Балаговещенский и др.,2006, Северский И.В., 1978]. Отметим лишь те особенности территории, которые необходимы для решения целевых задач.

2.2.1. Орография и особенности рельефа

Хребты Северного Тянь-Шаня расположены на периферии горного пояса Высокой Азии. Они имеют широтное простирание и расположены между 42 и 43 с.ш. и 71,5-81,5 в.д. Хребет Кыргызский Алатау в Казахстане имеет длину около 150 км, высота водораздельного гребня хребта повышается с запада на восток от 3000 до 4000 м. Северный склон хребта шириной 15–20 км расчленен долинами рек Аспара, Мерке, Каракыстак др. Долины рек узкие с V-образным поперечным профилем и крутыми склонами. В приводораздельной части хребта сохранились значительные по площади участки древней поверхности выравнивания. Для восточной части хребта характерны участки альпийского рельефа с небольшими каровыми и карово-долинными ледниками.

Хребет Иле Алатау плавной дугой протягивается вдоль 43° с.ш. на 220 км, возвышаясь над Илейской впадиной на 3500 м, а в наиболее возвышенной – центральной части хребта абсолютные высоты превышают 4000 м; высшая точка – пик Талгар (4973 м). Хребет расчленен крупными поперечными долинами рек Шамолган, Каскелен, Аксай, Улькен и Киши Алматы, Талгар, Есик, Турген. Южный склон коротким крутым уступом обрывается к продольной долине реки Шелек, разделяющей хребты Иле и Кунгей Алатау.

Северный склон хребта Кунгей Алатау восточнее Шелеко-Кеминской перемычки имеет длину 150 км. Высота водораздельного гребня понижается к востоку от 4000 до 3000 м. Хребет расчленен глубоко врезанными долинами правых притоков реки Шелек.

Хребет Узынкара в Казахстане имеет длину 110 км. Высота водораздела, представляющего собой поверхность выравнивания, составляет

3500-3700 м. Южнее хребта Узынкара параллельно ему простирается относительно короткий (60 км) хребет Каратау высотой 3000-3500 м.

Хребет Терискей Алатау в восточной части сочленяется с хребтом Сарыджас, образуя высокогорный узел с высотами гребня более 6000 м. В Казахстане расположена лишь небольшая часть хребта длиной около 60 км. Северный склон его имеет здесь ширину до 40 км и ступенчато спускается к Текесской впадине, днище которой расположено на высотах 1800-2000 м. Северные склоны хребтов Терискей Алатау и Сарыжаз в Казахстане расчленены глубокими долинами рек Каркара, Текес, Баянкол и Нарынкол. В верховьях реки Каркара в пригребневой части хребта Терискей Алатау сохранились хорошо сохранившиеся поверхности выравнивания. В верховьях рек Баянкол и Нарынкол расположен мощный центр современного оледенения.

Современные хребты Северного Тянь-Шаня возникли на месте эпикаледонской платформы. Горообразовательный процесс в неоген-четвертичное время происходил в три этапа, в результате чего сформировались три высотных яруса рельефа. Каждый последующий этап характеризовался расширением зоны поднятия за счет краевых частей межгорных впадин, причем темпы поднятия периферийных зон были выше, чем в осевых частях хребтов. Подобный характер тектонических движений сохраняется и в современную эпоху. Горообразовательные процессы имели сводово-глыбовый характер, осложненный дифференцированными подвижками по разломам. Поднятие гор сопровождалось эрозионным расчленением. Наиболее возвышенные части хребтов в четвертичное время подвергались неоднократному оледенению.

2.2.2. Ландшафтная поясность и характер поверхности склонов

На северных склонах Иле и Кунгей Алатау до высоты 1500 м распространены низкогорные ландшафты с преобладанием остепненных растительных ассоциаций и широким распространением мелколистных кустарников. Выше – до 2800 м расположен лесолугово-степной пояс. Для него характерны максимальное вертикальное расчленение (до 1000 м) и значительные площади смешанного и хвойного леса на склонах преимущественно северной четверти горизонта.

Выше верхней границы леса (2700-2850 м) распространены субальпийские и альпийские луга, которые, начиная с высот 3000 м, уступают место каменисто-осыпным и скальным поверхностям. Выше 3200-3300 м господствуют древнеледниковые ландшафты на дне долин и скальные и каменистые поверхности на склонах. Начиная с отметок 3450-3500 м господствует пояс гляциально-нивальных ландшафтов. Значительные площади представлены здесь снежно-ледовыми поверхностями (ледники, фирновые поля, снежники).

На склонах хр. Узынкара степные ландшафты преобладают до высоты 2000 м. Среднегорный лесолугово-степной пояс наиболее развит

на северном склоне хребта, где он простирается от 2000 до 2800 м. На южном склоне хр. Узынкара, как и в пределах расположенного южнее хребта Каратау, лесолуговые ландшафты встречаются фрагментарно. Выше 2800 м господствуют покрытые лугом склоны. В Терискей Алатау лесолуговой пояс начинается непосредственно от подножия хребта (с высоты 2000 м) и простирается до высот 2800–2900 м. Рельеф в этом диапазоне высот крутосклонный глубокорасчлененный. Выше 2900 м простирается пояс субальпийских ландшафтов с луговой растительностью на крутых склонах широких древнеледниковых долин. Глубина расчленения рельефа здесь максимальна и достигает 1200-1500 м и более. Начиная с высоты 3500 м простирается гляциально-нивальный пояс с присущим ему альпийским рельефом и господством скально-осыпных и снежно-ледовых поверхностей.

2.2.3. Особенности климатических условий

Среди выделенных Г. Я. Вангенгеймом форм атмосферной циркуляции наиболее существенно на погодные условия в горах Юго-Восточного Казахстана и Средней Азии влияет западный перенос воздушных масс (тип циркуляции *И*) в подвижных циклонах и антициклонах, формирующихся над Атлантикой и Европой [Изменчивость климата .., 1965; Оледенение .., 1997]. Большую роль играют также вторжения арктического воздуха и теплых тропических воздушных масс, формирующихся над Ираном, а также сибирский антициклон.

Структура макросиноптических типов циркуляции такова, что над обширной территорией Юго-Восточного Казахстана и Средней Азии создаются обычно однородные условия для прохождения воздушных масс в одном направлении, что обусловливает синхронность метеорологических и синоптических условий в горах Юго-Восточного Казахстана и сопредельных горных районах Средней Азии.

Наиболее характерными синоптическими процессами, с которыми связаны значительные снегопады в горах Юго-Восточного Казахстана, являются волнообразования на фронтах, выходы южных циклонов и северные холодные вторжения. Макроциркуляционным фоном при волнообразованиях служат различные варианты процессов меридиональных форм циркуляции (E_1, E_2 и C_2 по классификации Г. Я. Вангенгейма), способствующих вторжению с севера холодных воздушных масс и ориентированию активных участков высотной фронтальной зоны вдоль горных массивов. Процессы волнообразования существенно сказываются на климате обширной территории Юго-Восточного Казахстана и Средней Азии, обусловливая увеличение количества облачных дней с осадками, а также максимальной скорости ветра и числа дней с осадками [Северский И.В., 1979]. Повторяемость этого типа синоптических процессов невелика, но именно ему присущи резкие изменения температурных условий и обильные снегопады в горах.

Выходы южных циклонов резко изменяют погоду в горах и вызывают особенно интенсивные снегопады и метели. Наибольшей повторяемостью отличаются циклоны южной группы (Южно-Каспийский, Ашхабадский). Прохождение южных циклонов сопровождается деформацией холодного фронта и образованием орографических окклюзий. Значительные осадки выпадают при этом на больших пространствах горных территорий Казахстана и Средней Азии одновременно и нередко, начавшись с ложля, заканчиваются обильными снегопадами.

При северных холодных вторжениях, почти всецело связанных с процессами только одной из трех форм атмосферной циркуляции, вслед за холодными фронтами обычно на территорию Казахстана и Средней Азии поступают свежие холодные массы арктического воздуха либо воздушные массы умеренных широт, что приводит к резким похолоданиям и развитию антициклогенеза. Однако при некоторых разновидностях северных вторжений (в частности, северо-западных) создаются благоприятные условия для возникновения циклонов. При подходе к горным поднятиям холодный фронт обостряется, и в горах выпадают осадки, составляющие нередко 30–40 % их месячной нормы [Северский И.В., 1979]. Особенно часто осадки наблюдаются при северо-западных вторжениях.

Почти все значительные снегопады в горах Средней Азии и Юго-Восточного Казахстана связаны с развитием двух форм атмосферной циркуляции – широтной *Ш* и восточной *Е*. Обе формы циркуляции в среднем за многолетие характеризуются примерно одинаковой повторяемостью. Однако при циркуляции *Е* здесь наблюдаются наибольшие положительные аномалии сумм осадков.

Самые интенсивные снегопады связаны с выходами южных циклонов. Значительные осадки, особенно в первой половине холодного периода, наблюдаются при северных холодных вторжениях и волнообразовании на фронтах, развивающихся преимущественно при разновидностях восточной циркуляции E_1, E_2.

В отдельные годы развитие синоптических процессов может носить выраженный аномальный характер, что предопределяет характерные для гор Средней Азии и Казахстана значительные пространственно-временные колебания снежности и лавинной активности.

В годы, когда в течение холодного периода господствуют процессы меридиональной циркуляции (тип *С*), снегонакопление в горах Средней Азии и Юго-Восточного Казахстана ниже нормы, а экспозиционные контрасты снежности максимальны.

В годы с большой повторяемостью северных вторжений на фоне антициклонеза, обусловленного действием отрога сибирского максимума, снегонакопление близко к норме. В годы же, когда над Средней Азией и Казахстаном преобладают синоптические процессы широтного типа (*Ш*) в сочетании с частыми выходами южных циклонов, снего-

нады в горах часты и значительны. Экспозиционные контрасты снежности в такие годы сглажены, суммарное снегонакопление на склонах существенно выше нормы.

Особенности температурного режима и характер снежности территории Северного Тянь-Шаня подробно рассмотрены в работах [Северский И.В., Благовещенский В.П.,1983; 1990] в связи с исследованием условий лавинообразования и оценкой лавинной опасности. Приведем здесь лишь основные результаты этих исследований, необходимые для оценки особенностей распределения снежных ресурсов.

Как и всюду в горах, на Северном Тянь-Шане наблюдается закономерное падение температуры воздуха по мере увеличения абсолютной высоты. Соответственно увеличивается с высотой и продолжительность холодного периода и, как следствие, периода снегонакопления. Это один из главных факторов увеличения с высотой сумм твердых осадков, продолжительности периода с устойчивым снежным покровом и максимальных снегозапасов.

В Иле Алатау средняя годовая температура воздуха уже на высоте 2700 м отрицательна и понижается ниже минус 5°С на высотах более 3500 м. С декабря по февраль в горах Северного Тянь-Шаня отчетливо выражена зона температурной инверсии, выше которой температура воздуха монотонно падает с градиентом 0,6-0,7 С на каждые 100 м высоты.

Осенний переход средней суточной температуры воздуха через 0°С на высотах более 3000 м наблюдается в начале октября, а в конце ноября отрицательные температуры воздуха преобладают уже на подавляющей части среднегорно-высокогорного пояса. Минимальная температура воздуха на всех высотах наблюдается в январе. Абсолютные минимумы ее на больших высотах могут достигать минус 30°С и ниже.

Для холодного периода характерны частые, нередко продолжительные оттепели со средней суточной температурой выше 0°С. Доля оттепелей в отдельные месяцы холодного периода существенно изменяется от года к году, в среднем же с ноября по апрель количество оттепельных дней довольно устойчиво по годам. В Иле Алатау доля оттепельных дней за указанный период составляет около 30%. Подавляющая часть оттепелей непродолжительна, лишь около 17% оттепелей характеризуется суммами срочной (почасовой) температуры, превышающими 200°С – минимальный предел, необходимый для формирования адвекционных лавин.

Для Северного Тянь-Шаня характерны также частые радиационные оттепели, в результате которых снежный покров на южных склонах зачастую полностью стаивает, а на юго-восточных и юго-западных подтаявший на солнце снег при похолодании в ночное время смерзается в прочные снежно-ледяные насты и корки. Именно различия в суммах прямой солнечной радиации, поступающей на склоны разной экспозиции, – главная причина присущих Северному Тянь-Шаню, как,

впрочем, и другим горным районам Юго-Восточного Казахстана, Средней и Центральной Азии, больших экспозиционных контрастов снежности.

В течение холодного периода, особенно в первой половине зимы, в горах преобладает малооблачная погода, причем число ясных дней (по нижней облачности) увеличивается с высотой [Соседов И.С., 1967]. В целом из присущих горам закономерностей территориальных изменений теплового режима в холодный период наиболее значимы и отчетливо выражены изменения по абсолютной высоте.

Сумма осадков за год ($X_г$) и за период залегания устойчивого снежного покрова ($X_з$) в горах Северного Тянь-Шаня увеличивается с высотой. Величины $X_г$ достигают максимума в районе ледников, а суммы осадков холодного периода увеличиваются вплоть до гребней гор. На уровне приведенной фирновой линии годовая аккумуляция твердых осадков на ледниковых склонах составляет здесь 900–1000 мм.

Для рассматриваемой территории характерно крайне неравномерное распределение осадков во времени. Максимум осадков холодного периода приходится на весенние месяцы: в среднем за многолетний период в марте выпадает почти на 20% больше осадков, чем за три предыдущих месяца. Это соотношение довольно устойчиво вплоть до верхней границы среднегорного пояса, выше максимум осадков смещается на более позднее время и в районе ледников наблюдается в мае-июне.

От рассмотренного существенно отличается режим осадков восточной части Северного Тянь-Шаня (в пределах Казахстана) – хр. Узынкара и на северном склоне хр. Терискей Алатау и Сарыжаз. Здесь наблюдается летний максимум атмосферных осадков, особенно ярко выраженный в орографически закрытом бассейне р. Баянкол [Северский И.В., 1979].

Для Северного Тянь-Шаня, как и сопредельных горных районов, характерны значительные территориальные различия в годовом и сезонном увлажнении. Эти различия обусловлены главным образом ориентацией речных долин относительно господствующего в холодный период направления атмосферного влагопереноса. В Иле Алатау максимальным увлажнением отличаются бассейны рек У. и К. Алматы; к востоку и западу от них годовые и сезонные суммы осадков существенно меньше [Северский И.В., Благовещенский В.П.,1983; Северский И.В., 1978], а наименее увлажнены орографически закрытые бассейны рек Асы и Женишке на крайнем востоке хребта, а также бассейн р. Шелек.

В междуречье Каркара-Нарынкол годовые суммы осадков на сопоставимых высотах максимальны в бассейнах рек Каркара, Текес, Баянкол, ориентированных на север. Минимальным увлажнением отличаются орографически закрытые бассейны рек Нарынкол, Улькен и Орта Кокпак. Межбассейновые различия зональных величин годовых сумм осадков составляют здесь 100–200 мм на высотах 2200–2300 м и возрас-

тают до 250–300 мм у нижней границы зоны современного оледенения. Аналогично территориальное распределение осадков холодного периода: максимальное количество осадков за период залегания устойчивого снежного покрова выпадает в бассейнах рек Каркара и Текес, минимальное – в бассейнах рек Нарынкол, Улькен и Орта Кокпак. Характерно, что даже в наиболее увлажненном бассейне р. Каркары суммы осадков холодного периода значительно (на 150–180 мм) меньше, чем на тех же высотах в наиболее увлажненной центральной части северного склона Иле Алатау.

2.2.4. Снежные ресурсы

Рассмотренные различия суммарного увлажнения сохраняются и в распределении характеристик снежности. Наиболее общей закономерностью, отчетливо проявляющейся в горах Юго-Восточного Казахстана, является существенное увеличение суммарной увлажненности с переходом от внутригорных районов к периферийным. На периферии же горных стран максимальной снежностью отличаются бассейны рек, расположенные на макросклонах западной и юго-западной ориентации: южный склон Гиссарского хребта, бассейны рек Пскем, Ахангаран, Боллабрек на Западном Тянь-Шане, бассейны рек Шыжын, Кара и Коксу на западе Жетысу Алатау и бассейны рек Оба и Ульби на Алтае. Макросклоны же хребтов северной ориентации на периферии горных стран значительно менее заснежены в сравнении с упомянутыми районами на западной периферии горных стран, хотя и отличаются от внутригорных районов существенно большим снегонакоплением. Наименьшей снежностью характеризуются внутригорные районы и бассейны рек, расположенные на восточной периферии горных стран (бассейны рек Ыргайты в Жетысу Алатау, Хасан, Сумбе и Шелек в горах Северного Тянь-Шаня). Даже в относительно невысоком хребте Узынкара эти различия четко выражены: на западе хребта: в бассейне р. Темирлик максимальные снегозапасы существенно больше, чем на его северном и южном склонах [Северский И.В., 1979].

Единая для горных стран юга Евразии закономерность – ярко выраженная высотная поясность суммарной увлажненности и снежности в зависимости от макросклонов хребтов и положения района относительно периферии горных стран – проявляется в разной степени. Вертикальные градиенты снегозапасов максимальны на западной периферии горных стран, с изменением ориентации макросклонов от западной к восточной и с переходом от периферийных районов к внутригорным они быстро уменьшаются.

Особенностью являются также большие экспозиционные контрасты снежности в относительно малоснежных внутригорных районах и на макросклонах северной (С, СВ, СЗ) и восточной ориентации на пери-

ферии горных стран: наименьшей снежностью характеризуются здесь склоны южной ориентации. По мере перехода к западной периферии горных стран экспозиционные контрасты снежности сглаживаются, и в наиболее влагообеспеченных бассейнах различия в суммарном увлажнении на склонах разной ориентации минимальны. Существенно сглаживаются экспозиционные контрасты снежности и с переходом от среднегорного пояса к гляциально-нивальному.

В бассейне р. Киши Алматы в Иле Алатау максимальная высота снежного покрова на склонах северной экспозиции с подъемом в горы закономерно возрастает. В среднем за многолетний период уже на высоте 1900 м она превышает 70 см и, продолжая увеличиваться с равномерно нарастающим градиентом, достигает 120-140 см в высокогорном поясе.

На большей части горной территории вплоть до верхней границы среднегорного пояса в период максимума снегонакопления (конец марта – начало апреля) высота снежного покрова плавно увеличивается по мере роста абсолютной высоты, но, достигнув максимума у верхней границы леса, вновь убывает с переходом к высокогорному поясу. Такой характер распределения снегозапасов обусловлен особенностями распределения осадков в горах. Вследствие низкого расположения уровня конденсации максимальное снегонакопление вплоть до конца марта наблюдается в низкогорно-среднегорном поясе, а максимум снегонакопления в высокогорье смещается на апрель – июнь.

Для Северного Тянь-Шаня характерны ярко выраженные экспозиционные контрасты снежности: как в отдельные годы, так и в среднем за многолетний период наибольшая высота снежного покрова наблюдается на северных склонах. Несколько меньше (на 10-15 см) она на северо-восточных и северо-западных и существенно (на 30-35 см) меньше на восточных и западных склонах. Это соотношение сохраняется во всем диапазоне высот и проявляется ежегодно, хотя абсолютные величины разностей максимальной высоты снежного покрова в зависимости от синоптических условий каждого года могут существенно отличаться от средних [Северский И.В., Благовещенский В.П.,1983; Северский И.В., 1978].

Не менее отчетливо закономерности высотно-экспозиционной зональности проявляются и в распределении максимальных снегозапасов.

Вертикальное распределение фоновых (среднезональных) значений максимальных снегозапасов в горах Северного Тянь-Шаня W представлено в табл. 7. Приведенные здесь величины W выявлены по рассмотренной выше системе расчетных методов на основе данных регулярных режимных наблюдений на действующей сети метеорологических станций и снегомерных маршрутах, а также результатов наблюдений по суммарным осадкомерам; использованы также расчеты максимальных сне-

Таблица 7. **Координаты зависимостей максимального запаса воды в снежном покрове на склонах северной ориентации (W, мм) при норме снегонакопления в горных районах Северного Тянь-Шаня**

Хребет хребта,	Макро-склоны реки район	Бассейн	Средние максимальные снегозапасы (W, мм) на высотах (H, м абс.)								
			1000	1400	1800	2200	2600	3000	3400	3800	4000
Илейский Алатау	Север. склон	К. Алматы	120	140	170	200	250	300	420	670	
Илейский Алатау	Север. склон	Талгар	85	110	140	170	130	250	305	370	410
Кунгей Алатау	Север. склон	Шелек		45	55	70	90	120	180	600	650
Узынкара район	Западный лик	Темир-лик	50	70	100	140	190	300			
Южный склон	Шалку-лысу			30	40	60	90	180			
Север. склон	Дар-дамты			60	80	100	130	210			
Терскей Алатау и Сарыджас	Север. склон	Каркара			70	100	130	180	270	580	650
		Текес				75	100	140	240	580	650
		Баянкол			40	50	70	100	170	580	650

гозапасов на неледниковых склонах на высоте климатической снеговой границы (приведенной фирновой линии). Заметим, что представленные в табл. 7 данные характеризуют фоновое распределение снегозапасов без учета различий по экспозиции и типу поверхности склонов. Судя по данным табл. 7, на северном склоне Иле Алатау уже на высотах 1000-1200 м снегозапасы обычно превышают 30 см – минимальный предел, необходимый для лавинообразования, а начиная с отметок 2000-2200 м высота снежного покрова превышает 70-80 см. На северном склоне Иле Алатау наибольшей снежностью характеризуется центральная часть хребта – бассейны рек У. и К. Алматы, Талгар. Здесь уже у нижней границы среднегорного пояса снегозапасы превышают 150-170 мм. Почти на половине площади этих бассейнов максимальные снегозапасы более 250 мм – критический предел, превышение которого ведет к массовому сходу значительных по объему лавин.

К востоку и западу от бассейна р. Киши Алматы площади, где средние максимальные снегозапасы превышают 250 мм, составляют не более 20 % от суммарной площади бассейнов рек Каскелен на западе и Тургень на востоке. Наибольшие межбассейновые различия характерны для среднегорного пояса, где они достигают 40-50 мм.

Абсолютные максимумы снегонакопления присущи гляциально-нивальному поясу бассейнов рек Киши Алматы, Талгар и Есик, где мак-

симальные снегозапасы превышают обычно 500 мм. Даже в относительно менее снежных бассейнах рек Каскелен и Тургень площади, в пределах которых снегозапасы превышают 250 мм, составляют до 50-60 % горной территории. На значительной части среднегорного пояса и в высокогорье центральной части северного склона хребта максимальные снегозапасы в многоснежные годы вдвое превышают указанный предел (250 мм) и достигают 700 мм в гляциальном поясе.

Особенности орографии и различия в ориентации долин главных рек отчетливо проявляются в суммарном увлажнении и снежности территории хребта Узынкара и северных склонов хребтов Терискей Алатау и Сарыжаз (табл. 7).

Максимум снегозапасов на северных склонах хребтов Сарыжаз и Терискей Алатау (в границах Казахстана) наблюдается в бассейнах рек Каркара и Текес, однако и здесь из-за орографической закрытости района снегозапасы на 100-150 мм меньше, чем на соответствующих высотах северного склона Иле Алатау. В бассейнах рек Нарынкол, Баянкол, У. и О. Кокпак суммарное снегонакопление во всем диапазоне высот на 100-150 мм меньше, чем в бассейне р. Каркары, и лишь на высотах более 3000 м превышает 100 мм.

В наиболее снежной части хр. Узынкара – в бассейне р. Темирлик среднезональное максимальное снегонакопление близко к величинам, характерным для бассейна р. Каркары. Существенно (более чем вдвое) они меньше на южном склоне хр. Узынкара: даже на склонах северной экспозиции лишь выше 3000 м максимальные снегозапасы в обычные по снежности годы превышают 100 мм. Большая же часть бассейна Шалкудысу в обычных условиях характеризуется существенно меньшим суммарным снегонакоплением. На северном склоне хр. Узынкара уже на высоте 2600 м средние максимальные снегозапасы превышают 100 мм и достигают 200 мм в пригребневой зоне. Аналогично вертикальное распределение максимальных снегозапасов и на северном склоне хр. Кунгей Алатау в бассейне р. Шелек: как и на северном склоне хр. Узынкара, лишь выше 2600 м средние максимальные снегозапасы превышают 100 мм и достигают 250 мм и более в гляциально-нивальном поясе.

Как и при определении снежных ресурсов южного склона Жетысу Алатау (правый борт долины р. Иле), для оценки снежных ресурсов рассматриваемой территории использована рассмотренная система моделей расчета характеристик снежности. Исходной информацией послужили средние многолетние величины максимального запаса воды в снежном покрове, выявленные по данным режимных наблюдений либо рассчитанные по рассмотренной методике (табл. 7) [Severskiy S.I., Severskiy I.V., 1992] и данным морфометрических определений в узлах километровой сетки крупномасштабной карты (1:25 000-1:100 000). В каждой точке определялись абсолютная высота, азимут склона, уклон и тип поверхности (снег и лед, скалы, осыпь, луг, хвойный лес, лиственный лес, кустарник).

Таблица 8. **Влияние локальных факторов на снежные ресурсы**

Бассейн реки	Снежные ресурсы, % от рассчитанных без учета локальных факторов	
	We	*We, n*
Шелек	62	55
Турген	69	58
Есик	77	67
Талгар	81	72
К. Алматы	80	69
У. Алматы	80	76

Результаты определений представлены в виде итоговых таблиц и серии графических зависимостей снежных ресурсов (объем снеговой воды, $м^3$) от абсолютной высоты, вычисленных по среднезональным снегозапасам, с учетом экспозиции и типа поверхности склонов (**рис. 8-13**). Эти результаты свидетельствуют о влиянии локальных факторов на режим и распределение снежного покрова и снежные ресурсы (табл. 8).

Как видим из табл. 8, учет влияния экспозиции склона (ориентация и уклон) влечет снижение снежных ресурсов на 20 (бассейны рек К. и У. Алматы) – 38 % (бассейн р. Шелек) в сравнении с рассчитанными по среднезональным снегозапасам. Реальные же снежные ресурсы, вычисленные с учетом влияния экспозиции и типа поверхности склонов, меньше рассчитанных без учета локальных условий на 24 (бассейн У. Алматы) – 40 % (бассейн р. Турген).

Отметим также, что подавляющая часть снежных ресурсов – от 40 до 80% в разных бассейнах формируется в высокогорном поясе (выше 3000 м), доля площади которого в суммарной колеблется от 18 до 50 % (табл. 9).

Как видим, удельная снежность территории Северного Тянь-Шаня закономерно и значительно увеличивается в направлении с востока на

Таблица 9. **Удельная снежность и доля снежных ресурсов высокогорного пояса (выше 3000 м) от суммарных**

Бассейн реки	Удельная снежность тыс. $м^3/км^2$	Площадь высокогорной части бассейна, % от общей	Доля снежных ресурсов высокогорного пояса, % от суммарных	
Шелек	72,4		25	70
Турген	108,4		18	42
Есик	142,9		32	64
Талгар	192,5		47	78
К. Алматы	169,7		25	49
У. Алматы	198,1		50	70

запад: удельные снежные ресурсы в бассейне р. Тургеи почти вдвое меньше, чем в бассейне р. У. Алматы. Характерно, что при несколько больших среднезональных (фоновых) снегозапасах на сопоставимых высотах в бассейне р. К. Алматы удельная снежность последнего меньше в сравнении с бассейнами рек У. Алматы и Талгар. Очевидная причина – существенно большая доля максимальной снежной площади высокогорья в бассейнах рек Талгар и У. Алматы.

Таким образом, подавляющая часть снежных ресурсов в горах региона формируется в высокогорном поясе – выше изогипсы 3000 м. Именно эта территория представляет наибольший интерес для исследований закономерностей формирования возобновляемых водных ресурсов и режима речного стока. К сожалению, именно высокогорный пояс наименее изучен, а сеть регулярных метеорологических наблюдений, не говоря уже о гидрологических (в том числе снегомерных), в условиях Казахстана здесь практически отсутствует. В этих условиях материалы наблюдений Института географии МОН РК, проводимых на базе высокогорных стационаров в бассейнах рек К. и У. Алматы, приобретают особую ценность.

2.3. Снежные ресурсы китайской части бассейна реки Иле

2.3.1. Физико-географические особенности территории

Жетысуская и Таримская впадины разделены мощной системой гор Восточного (Китайского) Тянь-Шаня, протягивающейся в широтном направлении между меридианами 80-85° в.д. В направлении с запада на восток Восточный Тянь-Шань может быть разделен, что в значительной мере обусловлено климатическими причинами, на западную и восточную. Бассейн реки Иле расположен в западной части Восточного Тянь-Шаня (**рис. 14**).

Депрессия долины реки Иле орографически делит сложную систему хребтов и впадин западной части Восточного Тянь-Шаня на две основные группы – северную и южную. Границами территории китайской части бассейна реки Иле на севере являются горы Уртаксарытау, Хоргосские (с максимальной высотой 4264 м), далее к юго-востоку следуют хребты Борохоро (4715 м) и Ирен-Хабырга (5289 м). Южную границу бассейна составляют хребет Халыктау (5900 м) и расположенные севернее и параллельно ему хребты Бинкашань (4368 м) и Нарат (4875 м). Протяженность северной горной цепи достигает 450 км, а южной – около 430 км. Северная и южная группы хребтов сильно сближаются у меридиана 85° в.д. Здесь же расположен и крупный ледниковый узел, который приурочен к массиву Ирен-Хабырга на водоразделе Иле и Манас и является восточной границей района. Все хребты района имеют субширотное направление, исключение составляет лишь хребет Меридиональный (около 5000 м в бассейне р. Иле).

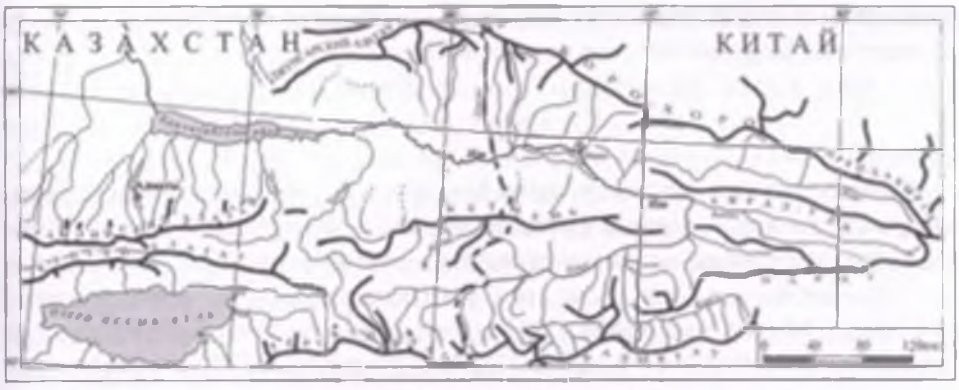


Рис. 14. Орогидрографическая схема верхней части бассейна р. Или

2.3.2. Геология и особенности рельефа

Согласно В. Т. Зайчикову [Зайчиков В.Т. и др., 1964], в строении Восточного Тянь-Шаня участвует комплекс пород от докембрийских метаморфических до рыхлых отложений кайнозоя, которые располагаются в основном зонально. Древние метаморфические породы образуют большую часть хребтов внутренней зоны района, палеозойские осадочные и вулканогенно-осадочные толщи слагают его северные и южные цепи, мезозой-кайнозойские песчаники и конгломераты выполняют межгорные впадины внутренней зоны Восточного Тянь-Шаня и слагают предгорные гряды этой горной системы. Последнее обстоятельство, а также низкое положение местных базисов эрозии определяют значительную глубину эрозионного расчленения окраинных хребтов – до 2-3 км [Оледенение.., 1997].

Различные части Тянь-Шаня пережили геосинклинальный этап развития в разное время, но в начале палеогена вся его территория представляла собой предорогенную поверхность выравнивания. Ее средняя абсолютная высота около 500 м [Крестников В.Н., 1954]. Резкая активизация тектонической деятельности на большей части территории началась в миоцен-плиоцене [Оледенение.., 1997].

Согласно взглядам С. С. Шульца [1948], ведущим процессом стали общий подъем доорогенной поверхности и ее деформация субширотно ориентированными складками большого радиуса кривизны. Они приобретали прямое выражение в рельефе – своды антиклиналий соответствуют приводораздельным частям хребтов, а мульды – продольным долинам. Таким образом, Тянь-Шань принадлежит к числу возрожденных эпиплатформенных гор.

В ходе подъема складки большого радиуса кривизны были осложнены дизъюнктивными дислокациями. Согласно Б. Н. Хованскому [1977], хребты Северного Тянь-Шаня в крупном плане представляют собой

горст-антиклинали, а межгорные впадины – горст-синклинали, что вполне приемлемо и для Восточного Тянь-Шаня.

2.3.3. Орогидрография

Орографически западная часть Восточного Тянь-Шаня может быть разделена на две основные группы хребтов – северную и южную. Общая гипсометрическая закономерность хребтов южной группы такова: наибольшие высоты приурочены к району мощнейшего узла оледенения хребта Меридиональный (5716 м), а также к узлам оледенения, возникшим при сближении хребтов Нарат и Халыктау (6357 м). При дальнейшем же продвижении на восток идет постепенное уменьшение высот этой группы. Своего минимума – около 3300 м они достигают в верховьях реки Кюнес на водоразделе с рекой Бого-Юлдуз. Северная группа хребтов, наоборот, значительно повышается в направлении с запада на юго-восток и достигает максимума (5200 м) в районе ледникового узла хребта Ирен-Хабырга.

Бассейн реки Иле складывается из пяти крупных бассейнов ее основных притоков: Хоргос, Каш, Кюнес, Коксу и Текес. Вследствие того, что почти все хребты западной части Восточного Тянь-Шаня ориентированы субширотно, главные долины основных рек бассейна полностью или частично приурочены к понижениям между ними. К типично продольным долинам можно отнести долины рек Каш и Кюнес, верховья реки Коксу, среднюю часть Текеса, а также верховья реки Иле.

Река Текес (длина 388 км), исток которой принято считать началом реки Иле, берет свое начало на территории Казахстана. На территории Китая большая часть долины реки приурочена к понижению между хребтами Узынкара и Нарат. Хребет Узынкара на севере отделяет долину реки Текес от долины реки Иле и имеет максимальную высоту 3745 м. Хребет полностью лишен оледенения. Притоки, берущие начало на склонах хребта, маломощны, имеют, скорее всего, снежно-дождевой тип питания. Основное питание река Текес получает за счет правых притоков, берущих начало с ледников хребтов Нарат и Халыктау. Верховья крупнейших притоков реки Текес – Агияза и Коксу расположены между сблизившимися хребтами Халыктау и Нарат. Закрытые на востоке поперечными водораздельными хребтами их бассейны представляют собой своего рода орографические ловушки. Открытые лишь с северо-запада, они способствуют проникновению в глубь долины воздушных масс. Такая ориентация долин вообще типична для западной части Восточного Тянь-Шаня и способствует проникновению атмосферных осадков, приносимых с запада и северо-запада далеко в глубь горной территории, создавая тем самым благоприятные условия для существования там ледников. К долинам подобного типа можно отнести также долину притока реки Текес Большой Джиргалан, долины рек Каш и Кюнес и

др. Направление течения реки Текес соответствует общему направлению убывания высот южной группы хребтов, то есть с запада на восток. В месте слияния Текеса с рекой Кюнес у отметки 82° 30′ в.д. река получает название Иле.

Долины рек Кюнес (длина 160 км) и Каш (длина 292 км) разделены между собой цепью гор, простирающихся субширотно с запада на восток в следующем порядке: хребет Аврал-Ула (максимальная высота достигает около 3400 м), горы Арашань (4125 м), горы Эндеру-Улу (4614 м). На севере водоразделом реки Каш служат хребты Борохоро и Иран-Хабырга. Южной границей бассейна реки Кюнес является хребет Нарат. Оба бассейна ориентированы с востока на запад. Основные притоки реки Каш берут свое начало с ледников хребтов Борохоро и Иран-Хабырга, гор Эндеру-Улу и Арашань.

Основные правые притоки реки Кюнес расположены в верховьях реки и берут начало с ледников водораздела между притоком реки Манас, гор Эндеру-Улу и Арашань. Крупнейший левый приток Цанма, отделенный от Кюнеса горами (с максимальной высотой 2537 м), следует на протяжении почти 80 км параллельно ему и получает основное питание со склонов и ледников хребта Нарат.

Река Хоргос (длина 145 км) берет начало с ледников хребта Беджинтау на водоразделе с рекой Боротала. За исключением самого верхнего участка реки (около 30 км) она имеет направление с севера на юг и образует государственную границу между Казахстаном и Китаем. Притоки, расположенные в китайской части бассейна реки Хоргос, имеют преимущественно ледниковый тип питания.

2.3.4. Особенности территории

Достаточно полная характеристика геологического строения, орографии и особенностей территориального распределения ландшафтов в китайской части бассейна р. Иле приведена в отчетах и в обобщенном виде опубликована в монографии «Снежный покров и лавины Тянь-Шаня» [Северский И.В., Се-Зичу и др., 2000], изданной на китайском (1997 г.) и английском (2000 г.) языках. Поэтому мы сочли целесообразным привести более подробное описание территории китайской части бассейна на основе полистного анализа содержания крупномасштабных (1:50 000 – 1:100 000) карт, изданных в Китае. Целесообразность подобного описания продиктована по меньшей мере двумя причинами.

Во-первых, на основе такого исследования мы стремились как можно более детально оценить особенности территориального распределения типов поверхности горных склонов – характеристики, необходимой для расчета составляющих водного баланса на основе метода ландшафтно-дифференцированного анализа [Соседов И.С.,1967; 1976].

Во-вторых, мы пытались как можно более надежно определить абсолютную высоту пояса леса и субальпийских кустарников – характе-

ристик, на основе которых возможен уверенный расчет высоты приведенной фирновой линии $H_п$ (климатической снеговой границы) в районах, где определить ее надежно по данным о современном оледенении невозможно, и контроль соответствующих расчетов высотного положения $H_п$ для районов с развитым современным оледенением. Именно результаты приводимого описания позволили достаточно уверенно составить карту распределения высоты приведенной фирновой линии для территории Восточного Тянь-Шаня, представленную в отчете по теме за 2000 год.

Обратимся к результатам упомянутого полистного описания территории китайской части бассейна р. Иле.

Правый борт бассейна р. Иле представлен хребтом Борохоро. Выше 1500 м здесь преобладает крутосклонный рельеф с сетью постоянных водотоков – правых притоков рек Каш и Иле. В истоках самого западного из них (южный склон хребта Бегузин р. Улькунаксу) сохранился значительный массив современного оледенения. Ледники приурочены здесь в основном к склонам восточной и северо-восточной экспозиции. Протяженность наиболее крупных карово-долинных ледников до 2,5 км.

На большей части южного склона хр. Борохоро речные долины глубоко врезаны и имеют V-образный поперечный профиль, лишь выше отметок 2800-2900 м днища долин расширяются до 500-700 м. Ниже отметок 2200-2300 м на южном склоне хр. Борохоро преобладают луговые поверхности, переходящие выше в щебнисто-каменистые. Господствующим является крутосклонный рельеф с уклонами более 30°. Однако на высотах 1500-1700 м крутосклонный рельеф резко сменяется слабонаклонной дробно расчлененной поверхностью со средним уклоном нее 10°.

На северных, восточных и западных склонах глубоко врезанных речных долин, особенно на высотах 1600-2000 м значительные площади заняты лесом. Верхняя граница леса – на высоте 2800 м. До высоты 1700-1800 м лес смешанный с преобладающей полнотой насаждения 0,20, выше распространен хвойный лес паркового типа при той же полноте насаждений.

Начиная с высот 2400-2450 м и до отметок 3000-3200 м на южном склоне хр. Борохоро широко развиты арчевники, приуроченные в основном к склонам южной, восточной и западной экспозиций

Аналогичен характер поверхности и в пределах южного склона хребта Бегузин, простирающегося к западу от хр. Борохоро вплоть до границы Казахстана и Китая. Верхняя граница леса расположена здесь на высоте 2900 м, однако основные массивы леса распространены ниже 2500-2600 м. По-видимому, леса здесь значительно пострадали от рубок либо пожаров.

Крутосклонный рельеф на южных склонах хребтов Борохоро и Бегузин господствует, однако к востоку от перевала к озеру Сайран значительные площади на высотах 1800-2600 м (в пределах листов L-45-127, 128 и L-45-140) заняты выровненными платообразными поверхностями.

Характерные для южного склона хр. Борохоро два яруса рельефа особенно четко выражены в пределах трапеций L-44-140: до высоты 1500 м преобладает слабонаклонный рельеф, выше – крутосклонный глубоко расчлененный. Территория нижнего яруса рельефа плотно заселена: поселения сплошной чередой простираются вдоль всех постоянных водотоков до высот 1400-1500 м.

Аналогичны ландшафты и в пределах листа карты L-44-141. Крутосклонный рельеф верхнего яруса здесь резко доминирует. В приводораздельной части хребта – на высотах от 2700 до 3300 м здесь хорошо выражены платообразные поверхности шириной до 1,5 2,0 км и протяженностью вдоль гребня до 10 км. Характер распространения леса здесь тот же, но лесные массивы более разобщены. Хвойный лес на отдельных участках поднимается до высоты 2800 м, выше границы леса преимущественно на склонах южной четверти горизонта до высоты 3000 м распространены разрозненные куртины арчевников.

В пределах L-44-142 правый борт долины р. Каш характеризуется крутосклонным глубоко расчлененным рельефом. По характеру поверхности этот участок южного склона хр. Борохоро существенно не отличается от предыдущего (L-45-140, 141).

В верховьях р. Каш южный склон хр. Борохоро очень крутой и короткий. Абсолютные отметки превышают здесь 4000 м (максимальная – 4715 м). Здесь расположен значительный массив современного оледенения. Преобладают каровые ледники, хотя есть и долинные значительной протяженностью. Преобладающий тип поверхности в пределах крутосклонного яруса рельефа – каменистые и каменисто-щебнистые. Лес на этом участке южного склона хребта Борохоро отсутствует.

Долины рек Каш и Кюнес разделены высоким хребтом Аврал-Ула с преобладающими высотами более 3200 м. В верховьях обеих рек расположены массивы современного оледенения. Наиболее мощный из них находится в бассейне р. Каш. Именно здесь образуется орографический «*карман*» с высокими (более 4000 м) бортами. Массив оледенения простирается вдоль гребня хр. Борохоро на западе вплоть до 85°35′ в.д. Наиболее крупные долинные ледники спускаются здесь до высоты 3500 м. В бассейне же р. Кюнес преобладают небольшие каровые ледники. Они распространены вдоль водораздела Каш-Кюнес от замыкающего долину гребня на востоке до меридиана 84°15′ в.д.

На левобережном склоне бассейна р. Кюнес ледников почти не сохранилось, хотя левый борт долины р. Кюнес в ее верховьях значительно круче и короче правого. Рельеф здесь глубоко расчлененный и исключительно благоприятен для лавинообразования.

Значительная часть китайской части бассейна р. Иле приходится на бассейны р. Текес. По площади (около 24 тыс. км^2) он значительно превосходит бассейны рек Каш и Кюнес, суммарная площадь которых едва превышает 17 тыс. км^2.

Западные истоки р. Текес берут начало на северном склоне хребта Сарыджас в пределах Казахстана – рек Текес, Кокпак, Баянкол. В пределах Китая основные составляющие р. Текес формируются на северных склонах хребтов Халыктау и Нарат.

Непосредственно примыкающий к границе Казахстана и Китая участок северного склона хр. Халыктау (в пределах трапеций К-44-53, 54) представлен типичным альпийским рельефом. Здесь резко преобладает крутосклонный глубокорасчлененный рельеф. Вдоль главного водораздела и боковых отрогов хребта – сплошная цепь ледников. Наиболее крупные из них приурочены к замыкающему речные долины гребню хребта Халыктау. Самый большой по площади долинный ледник спускается здесь до высоты 3000 м. Преобладают же каровые ледники, реже – карово-долинные.

На большей части рассматриваемой территории преобладают луговые и каменисто-щебнистые поверхности. На крутых склонах северной, востоной и западной экспозиции значительные площади заняты хвойным лесом паркового типа с полнотой насаждений от 0,25 до 0,35.

Верхняя граница леса располагается на высотах 2850-2900 м, но отдельные куртины хвойного леса встречаются на высотах до 3200 м, верхняя граница кустарников – на высоте 3500 м. Практически на всей рассматриваемой территории (в пределах листов К-44-53, 54) крутосклонный рельеф благоприятен для лавинообразования.

В пределах трапеции К-44-54 расположен наиболее мощный узел оледенения бассейна р. Текес. Крупные ледники распространены здесь сплошной цепью от пика Хан-Тенгри вдоль водораздельного гребня хребта. По количеству преобладают каровые, карово-долинные ледники. Концы долинных ледников расположены на высотах 3330-3500 м, но наиболее крупный ледник имеет общую протяженность более 10 км и спускается по долине до высоты 2719 м. Судя по изображению на крупномасштабных картах, этот ледник вторгается в зону леса и язык его на расстоянии 1,8 км обрамлен хвойным лесом.

Как это ни странно, но и здесь на отдельных участках северных склонов верхняя граница леса показана на высоте 3200 м, граница пояса субальпийских кустарников расположена на высоте 3300 м. В основном же массивы хвойного леса паркового типа распространены здесь до высот 2900-3000 м.

Тот же тип рельефа и сходный характер поверхности склонов наблюдаются на северном склоне хр. Халыктау и в пределах трапеции К-44-55. Цепь крупных ледников протянулась вдоль гребня хребта и здесь. Крупные долинные ледники спускаются до отметок 3330 м, но наиболее крупный ледник спускается до отметки 2640 м. По характеру рельефа и результатам авиавизуальных наблюдений вся территория крутосклонного рельефа в пределах листов К-44-54, 55 лавиноопасна, за исключением участков днищ речных долин.

Территория северного склона хр. Халыктау к востоку от рассматриваемой по характеру рельефа и типу поверхности склонов существенно не отличается. Однако оледенение уже не образует сплошных ледниковых массивов, но разрозненные долинные и карово-долинные ледники широко представлены и здесь. Наиболее крупный, по-видимому, пульсирующий ледник спускается до высоты 2500 м, язык другого ледника зафиксирован на отметке 3000 м. В основном же на крупномасштабных топографических картах концы долинных ледников показаны на высотах 4300-3500 м.

Граница хвойного леса четко обозначена на высоте 2900 м. Лес паркового типа с преобладающей полнотой насаждений 0,35 приурочен к участкам крутых склонов северной, восточной и западной ориентации.

Сходные с рассмотренными условия рельефа и ландшафтов характерны и для северного склона хребта Нарат. Крутосклонный рельеф преобладает здесь выше изогипсы 2000 м, ниже уклоны быстро уменьшаются, а на высоте около 1500 м склон хребта смыкается с обширной равниной дна Текесской впадины.

В пределах крутосклонного рельефа на крайнем западе северного склона хр. Нарат (в пределах листов К-44-43) на высотах более 2800-3000 м имеются небольшие по площади поверхности выравнивания. В основном же рельеф рассматриваемого участка бассейна р. Текес крутосклонный глубокорасчлененный. Многие речные долины в верховьях имеют хорошо выраженную форму трога с широким (до 1 км) дном и крутыми склонами. Вдоль замыкающей долины главного водораздела сохранились небольшие каровые и карово-долинные ледники. На дне каров и ледниковых цирков многочисленны небольшие озера. Как и на северном склоне хр. Халыктау, значительные участки крутых склонов заняты парковым хвойным лесом с подавляющей полнотой насаждений 0,20-0,25. Верхняя граница леса располагается на высоте 2950 м, отдельные куртины леса распространены до высоты 3100 м. Граница субальпийских кустарников расположена на высоте 3400 м.

В пределах трапеции К-44-44 при тех же характере рельефа и преобладающих типах поверхности также хорошо выражены троговые долины, но современных ледников почти нет. Исключение составляют небольшие висячие ледники. Верхняя граница леса и здесь обозначена на высоте 2900 м, хотя на отдельных участках она поднимается до 3000 и даже до 3200 м. Пояс субальпийских кустарников распространен до высоты 3450 м.

Долина главной правой составляющей реки Текес – р. Б. Джиргалан, берущей начало на северном склоне хр. Нарат в границах листов К-44-34, 35, 36, имеет почти широтное простирание. Наряду с многочисленными каровыми ледниками на этом участке северного склона хр. Нарат отмечается несколько долинных ледников. Наибольший из них имеет в длину более 10 км и спускается до отметки 3240 м.

Правый борт долины – южный склон горного отрога, разделяющего бассейны рек Кюнес и Текес, короткий и крутой. Здесь преобладают каменисто-щебнистые поверхности. Оледенение представлено лишь небольшими каровыми ледниками. На противоположном – северном склоне отрога (левый борт долины р. Кюнес) – сплошная цепь значительных по площади каровых и карово-долинных ледников.

На северном склоне хр. Нарат на рассматриваемом участке территории (К-44-34, 35, 36) преобладающий по площади крутосклонный рельеф сочетается с выположенным рельефом днищ речных долин и древних трогов. Верхняя граница леса и здесь располагается на высоте 2900 м.

В целом долина упомянутой правой составляющей р. Текес асимметрична. Левый борт долины – северный склон хр. Нарат на 600-700 м выше правого, почти вдвое больше и его протяженность. Здесь же сосредоточены основные ледовые ресурсы бассейна. В верховьях этой составляющей р. Текес в противоположной части северного склона хр. Нарат распространены относительно выположенные поверхности с уклонами менее 15°.

Большая часть левобережной территории бассейна р. Текес представлена неглубоко расчлененным рельефом дна Текесской впадины и характеризуется преобладающими уклонами менее 20-15°.

Для южного склона хр. Узынкара в пределах Китая характерен крутосклонный глубоко расчлененный рельеф, однако и здесь распространены участки выровненных поверхностей с уклонами менее 15°. Лес на южном склоне хр. Узынкара приурочен к участкам крутых склонов северной четверти и характеризуется полнотой насаждений от 0,20 до 0,40. Верхняя граница леса располагается на высоте 2800 м, а пояса субальпийских кустарников – на высоте 3000 м.

В пределах трапеции К-44-32 р. Текес течет почти строго в направлении с СЗ на ЮВ. Крутосклонный глубокорасчлененный рельеф хотя и характерен здесь для левого борта долины – южного склона хр. Узынкар, но чем дальше к востоку, тем больше распространены сглаженные формы рельефа с уклонами менее 20°. Лес здесь почти не представлен (встречаются лишь отдельные небольшие участки, приуроченные к крутым склонам северной ориентации).

Левый борт долины (южный склон хр. Узынкара) короткий и крутой, практически безлесен. В целом на южном склоне хр. Узынкара нижняя граница лесного пояса, представленного разобщенными массивами на участках крутых склонов северной четверти горизонта, расположена на высоте 1700-1800 м, что соответствует высоте нижней границы лесного пояса на северном склоне Иле Алатау.

Крутосклонный рельеф на южном склоне хр. Узынкара господствует лишь выше изогипсы 1500-1600 м, ниже преобладают относительно сглаженные формы рельефа с уклонами менее 15°. Граница крутосклонного и пологонаклонного ярусов рельефа выражена четко.

В пределах трапеции К-44-43 ниже изогипсы 2000 м преобладает полого наклонная безлесная поверхность днища Текесской впадины. Выше указанной отметки господствует крутосклонный глубокорасчлененный рельеф. Склоны северной, восточной и западной экспозиции покрыты хвойным парковым лесом с полнотой насаждений от 0,25 до 0, 35. Верхняя граница леса на высоте 2900 м. Большая часть площади в пределах рассматриваемой трапеции приходится на северный склон хр. Нарат. Здесь господствует крутосклонный глубокорасчлененный рельеф с преобладающими уклонами более 25-30°. В приводораздельной части хребта сохранились фрагменты платообразных поверхностей.

Практически те же условия типичны для всего северного склона хр. Нарат в границах трапеций К-44-35, 36. Высота хребта здесь относительно невелика – в среднем около 3800 м, лишь на крайнем востоке хребта она едва достигает 4000 м, поэтому ледники здесь почти не сохранились. Характер леса тот же (полнота насаждений от 0, 20 до 0, 30), верхняя граница лесного массива расположена на высоте 2900 м.

Значительная часть территории в пределах листов К-44-35, 36 относится к бассейну основной левой составляющей р. Кюнес. В этом бассейне левый борт долины реки выше отметок 1600-1700 м представлен крутосклонным рельефом, выше 2000 м и склон почти сплошь залесен. Высота гребня отрога, разделяющего бассейны рек Текес и Кюнес, невелика и увеличивается с запада па восток от 2500 до 3300 м. Хвойный лес паркового типа с характерной полнотой насаждений 0,2-0,25 распространен до высоты 2950 м.

В пределах трапеции карты К-44-24 значительная площадь поверхности приходится на дно долины р. Кюнес шириной до 8 км. Левый борт долины представлен северным склоном отрога хр. Нарат, разделяющим бассейны рек Кюнес и Текес. Высота его западной части 2600-2800 м, далее к востоку его высота снижается до 2100 м. Тем не менее в пределах северного склона упомянутого отрога хр. Нарат господствует крутосклонный глубокорасчлененный рельеф. Склон залесен, но лес на большей части его поверхности представлен разнообразными массивами и приурочен строго к склонам северной ориентации.

Правый – южный склон долины р. Кюнес в границах рассматриваемого листа карты сочленяется с дном долины на высоте 1100-1200 м. По долинам боковых притоков р. Кюнес, стекающих с этого склона до высот 1400-1500 м, представлены выровненные слабонаклонные поверхности. Высота гребня хребта, разделяющего бассейны рек Кюнес и Каш, увеличивается на данном участке его протяженности от 2500 м на западе до 3400 м на востоке. В основном южный склон хребта, образующий правый борт долины р. Кюнес, безлесен. Отдельные куртины леса, приуроченные к участкам северных, восточных и западных склонов, сильно разобщены.

Значительно более широко лес представлен по левому борту долины р. Кюнес. Здесь господствует крутосклонный глубокорасчлененный рельеф.

В границах трапеции К-44-36 большая часть поверхности приходится на территорию бассейна р. Кюнес (бассейн главной левой составляющей р. Кюнес). Правый борт долины крутой и практически безлесен. Левый, представленный северным склоном хр. Нарат, значительно более высокий – от 3600 до 4400 м – и в пригребневой своей части имеет современное оледенение, выполненное разобщенными и небольшими по площади каровыми, карово-долинными, реже долинными ледниками. Крутосклонный рельеф господствует на северном склоне хр. Нарат. Лес вдоль всего склона образует почти сплошной пояс на высотах от 1800 до 2800 м. По днищам основной и боковых долин широко представлены пойменные леса.

В пределах листа карты К-44-23 большая часть территории представлена слабонаклонной поверхностью конуса выноса, сформированного главной левой составляющей р. Кюнес. Ширина днища долины достигает 16-17 км, уклоны поверхности – менее 5°.

В пределах листа К-44-22 ширина днища долины р. Кюнес увеличивается до 20 км. Оба борта долины главной реки невысоки и понижаются в направлении с востока на запад от 2200 до 1500 м. Левый борт долины – южный склон хр. Аврал-Ула невысокий и отличается преобладанием сглаженных форм рельефа с уклонами менее 20°. Но на отдельных участках склон резким уступом (с уклонами более 30°) обрывается к дну главной долины.

Левый борт долины р. Каш (северный склон хр. Аврал-Ула) в границах карт К-45-9, К 45-10 невысокий (высота гребня до 2000 м), но крутой. В отличие от него нижняя треть правого борта долины (южный склон хр. Борохоро) характеризуется небольшими (менее 20°) уклонами и на высоте около 1000 м переходит в плоское дно долины р. Каш. Высота гребня хр. Аврал-Ула в пределах листа К-44-9 понижается до 1500 м, образуя широкую седловину. Далее к востоку высота его постепенно увеличивается, соответственно возрастает и длина левобережного склона долины р. Каш. На участке 82°00′-82°15′ в.д. р. Каш протекает в глубоком, местами каньонообразном ущелье. Левый борт долины здесь очень крутой, правобережный же склон крутой лишь в прирусловой части (на участке склона шириной до 3-3,5 км) и на высоте 1100 м резко переходит в террасообразный уступ, полого поднимающийся до высоты 1600 м, где он также резко сменяется ярусом крутосклонного глубокорасчлененного рельефа.

Аналогичная картина типична для территории бассейна р. Каш и в пределах листа К-44-10. Ширина дна долины увеличивается здесь до 12-14 км. По правому борту долины продолжается пологонаклонный террасовидный уступ шириной до 16 км, на высоте 1600 м он резко переходит в ярус крутосклонного глубокорасчлененного рельефа. По долинам боковых притоков, стекающих с южного склона хр. Борохоро, на упомянутом террасовидном склоне расположен смешанный лес с полнотой насаждений 0,10-0,15.

В пределах листа карты К-44-11 поперечный профиль долины р. Каш резко асимметричен. Левый борт долины короткий и невысокий (2100-2300 м). Крутосклонный рельеф господствует лишь выше 1900-2000 м – в приводораздельной части хр. Аврал-Ула и на отдельных прирусловых участках. Продолжающийся террасовидный уступ вдоль правого борта долины, ширина которого составляет 12-14 км, к востоку от меридиана 82°55' в.д. прерывается значительным по протяженности участком крутосклонного рельефа, простирающимся до пологонаклонного дна долины р. Каш. Ширина последнего не превышает здесь 2 км. Граница пояса леса на южном склоне хр. Борохоро в пределах рассматриваемого участка бассейна р. Каш расположена на высоте 2950 м.

В пределах листа К-44-12 упомянутый террасообразный уступ в нижней трети южного склона хр. Борохоро вновь хорошо выражен. Ширина его до 12 км; на высоте 2100 м он резко сменяется ярусом крутосклонного рельефа. Высота гребня хр. Борохоро превышает здесь 4000 м (максимальная отметка – 4451,2 м). В пригребневой его части представлен мощный узел оледенения. Преобладают долинные ледники протяженностью до 10 км. Язык наиболее крупного (вероятно, пульсирующего) ледника спускается до высоты 2900 м.

Многие ледники спускаются ниже отметки 3200 м, т.е. существенно ниже, чем на северном склоне Иле Алатау. Ширина дна долины р. Каш в пределах рассматриваемого листа карты уменьшается от 3 км на западе до 1 км на востоке.

Правый борт долины р. Кюнес в ее верховьях (восточная треть протяженности хр. Аврал-Ула) также характеризуется наличием широких платообразных поверхностей в пригребневой части и увеличением уклона южного склона хр. Аврал-Ула в направлении с запада на восток. При этом в пределах карты К-45-13 на высотах 2600-2800 м приводораздельный платообразный рельеф сменяется крутосклонным глубокорасчлененным.

На северном склоне хр. Аврал-Ула (бас. р. Каш) на рассматриваемом участке территории отмечаетсяпочти непрерывная цепь ледников. На противоположном – южном склоне хребта оледенение существенно меньше и представлено разобщенными каровыми и карово-висячими ледниками. Судя по рельефу и форме поперечного профиля долин древние ледники спускались здесь до высоты около 2600 м, а с левого борта долины (северный склон хр. Нарат), возможно, и ниже.

В пределах трапеции К-45-14 расположена наиболее высокая часть бассейна р. Каш. Здесь мощный массив современного оледенения. Преобладают долинные и карово-долинные ледники. Тот же характер оледенения типичен для замыкающего долину р. Каш склона. Абсолютные высоты гребня хребта достигают здесь 4400-4500 м (максимальная – 4524 м).

Более мощный узел оледенения в истоках р. Каш приурочен к южному склону хр. Борохоро. Наиболее крупные ледники в зоне питания имеют несколько камер, разделенных контрфорсами с высотами 4000-

4300 м. Общая протяженность наибольшего ледника превышает здесь 8 км, а нижняя граница его языка расположена на высоте 3380 м.

Верховья р. Кюнес в пределах листов карты К-45-25, 26 характеризуются преобладанием сглаженных форм рельефа с господствующими уклонами менее 15°.

Северный склон отрога хр. Нарат, разделяющего две главные составляющие р. Кюнес, здесь относительно плавно спускается к дну долины р. Кюнес и характеризуется преобладающими уклонами от 20 до 30°. Склон расчленен широкими троговыми долинами. Для северного склона хр. Нарат в верховьях р. Кюнес типичны сочетания выположенных приводораздельных участков шириной до 5 км с крутыми (более 35°) склонами глубоко врезанных долин левых притоков р. Кюнес. Значительная площадь северного склона хр. Нарат покрыта лесом, простирающимся до высоты 2700 м, редкие куртины леса распространены до высоты 2800 м, а субальпийские кустарники – до 3000м. Преобладающий тип поверхности на рассматриваемом участке бассейна р. Кюнес – луг.

Самый верхний участок бассейна р. Кюнес (в границах К-45-14, 26) с замыкающим долину гребнем характеризуется сочетанием платообразных водораздельных пространств шириной до 2-2,5 км и глубоко врезанных речных долин. Нижняя граница распространения платообразных приводораздельных поверхностей расположена на высоте около 2900-3000 м и поднимается на крайнем востоке бассейна до 3200 м. Северный склон хр. Нарат здесь почти сплошь покрыт хвойным лесом с полнотой насаждений до 0,4. Верхняя граница леса расположена на высоте 2900 м. Практически на том же высотном уровне прерывается пояс распространения субальпийских кустарников. Необходимо учесть, что на подавляющей части рассматриваемого участка бассейна верхняя граница леса обусловлена рельефом: здесь крутосклонный рельеф сменяется слабонаклонной приводораздельной поверхностью.

В отличие от бассейна р. Кюнес для верховьев р. Каш выположенные приводораздельные поверхности не характерны. Здесь, за исключением днищ троговых доли, господствует крутосклонный расчлененный рельеф с характерными уклонами более 25-30°.

Водораздел хр. Борохоро характеризуется типичным альпийским рельефом с островершинными гребнями. Преобладающий тип поверхности на большей части северного склона хр. Борохоро в верховьях р. Каш – каменистый, незадернованный. Луговые угодья типичны лишь по днищам широких долин до высоты 3200-3300 м. Пояс разреженных кустарников распространен до высоты 3400 м.

В пределах листа К-44-30 южный склон хр. Узынкара круто обрывается к долине р. Текес и на высоте 2000 м сочленяется с плоским дном Текесской впадины. Высота гребня хребта превышает 3400 м (до 3528 м).

Здесь преобладает глубокорасчлененный крутосклонный рельеф. Хвойный лес, приуроченный к участкам крутых склонов восточной и северо-восточной экспозиции, характеризуется сравнительно высокой плотностью – до 0,40 и распространен до высоты 2700 м. На противоположном – северном склоне хр. Узынкара верхняя граница лесного пояса расположена на высотах 2800-2850 м.

Почти на всем протяжении хр. Узынкара в пределах КНР (К-44-18, 19, 20) северный склон его характеризуется господством крутосклонного глубокорасчлененного рельефа, распространенным выше изогипсы 2000 м. Ниже этого предела к р. Иле спускается пологонаклонная террасообразная поверхность, переходящая на высотах 1300-1400 м в плоское дно долины. В пределах крутосклонного яруса рельефа хорошо выражен почти непрерывный пояс хвойного леса с полнотой насаждений 0,25-0,30. Высота его верхней границы – 2800-2850 м, но на отдельных участках граница леса поднимается до 2900 м.

Таким образом, территория китайской части бассейна р. Иле характеризуется сложной орографией, сочетанием пологонаклонного рельефа обширной Текесской впадины и широкого дна Илейской долины и крутосклонного глубоко и дробно расчлененного рельефа обрамляющих бассейн горных хребтов. С учетом ранее полученных результатов [Северский И.В., Благовещенский В.П., 1983] можно полагать, что орографические особенности предопределяют здесь существенные территоральные различия снежности и суммарной увлажненности, как и особенности распределения ледниковых систем.

Наиболее благоприятные условия увлажнения, очевидно, присущи бассейнам рек Кюнес и Каш, территория которых открыта для свободного проникновения влагоносных воздушных масс с запада. Вероятно, лишь немногим хуже условия и в бассейне реки Б. Джиргалан (правая составляющая р. Текес), зона питания которой расположена на северном склоне хр. Нарат.

Существенно менее благоприятные условия увлажнения характерны для бассейнов рек Коксу и Текес, зона питания которых в КНР расположена в основном на северном склоне хр. Халык-Тау, куда свободный доступ западных влагоносных воздушных масс существенно осложнен системой отрогов хребтов Сарыжаз (в Казахстане) и Нарат.

Отражая эти особенности увлажнения, наиболее мощные ледниковые системы китайской части бассейна р. Иле приурочены к верховьям рек Каш, Кюнес, правой составляющей р. Текес.

Тем не менее основной массив оледенения располагается в бассейне р. Текес и приурочен, главным образом, к наиболее возвышенной – западной части северного склона хр. Халык-Тау, примыкающей к пику Хан-Тенгри. Именно в бассейне р. Текес сохранились наибольшие по протяженности долинные ледники, языки которых спускаются нередко

ниже изогипсы 3000 м, а отдельные ледники вторгаются в пояс хвойного леса. Пригодные для земледелия площади приурочены, главным образом, к широкому дну долины р. Иле к западу от устья р. Текес и обширной террасообразной и пологонаклонной морфологической ступени в южной трети южного склона хр. Борохоро.

Значительные площади, пригодные для земледелия, характерны также для относительно нешироких днищ долин Каш и Кюнес к востоку от меридиана 83°30′ в.д. Лесопокрытые площади приурочены в основном к крутым склонам северной четверти горизонта (СВ, С, СЗ,) и в меньшей степени – к склонам восточной и западной экспозиции. Наиболее характерный для бассейна пояс хвойного леса простирается от 1700-1800 до 2700-2900 м. При этом высота верхней границы леса и субальпийских кустарников, являясь хорошим индикатором высоты климатической границы [Северский И.В., Благовещенский В.П., 1983], не остается постоянной в бассейне. Есть также основания полагать, что климатически обусловленная граница леса во многих районах значительно (на 300-400 м) снижена за счет влияния антропогенных факторов – главным образом за счет нерегулируемых нагрузок на высокогорные пастбища.

2.3.5. Климатические условия территории

Особенности климата Тянь-Шаня в целом, в том числе территории Восточного Тянь-Шаня, рассмотрены достаточно подробно в отчетах сотрудников лаборатории геоэкологических проблем горных территорий и гляциологии и в обобщенном виде рассмотрены в монографии [Северский И.В., Се-Зичу, Благовещенский В.П. и др., 2000]. Поэтому отметим лишь, что территория бассейна р. Иле в климатическом отношении ничем существенно не выделяется и характеризуется синоптическим режимом и закономерностями территориальных изменений климатических характеристик, присущими всему Центрально-Азиатскому региону.

С учетом тематических задач настоящего исследования (оценка снежно-ледовых ресурсов) из числа климатических характеристик наибольший интерес для нас представляют данные о территориальном распределении годовых и сезонных сумм атмосферных осадков и максимальных снегозапасов.

Информация о данных режимных климатологических наблюдений на территории китайской части бассейна р. Иле, как и всего Восточного Тянь-Шаня, в русскоязычных публикациях практически отсутствует. Большинство научных публикаций по гидрометеорологическому режиму территории Восточного Китая, изданных на китайском языке, нам недоступно. Однако в ходе совместных работ с учеными КНР по гляциологической тематике нам удалось получить данные о нормированных

характеристиках по основному массиву климатологических данных на территории Восточного Тянь-Шаня. Именно эти данные послужили основной оценки закономерностей территориального распределения характеристик, необходимых для решения целевых задач применительно к территории китайской части бассейна р. Иле. А сопряженный анализ полученных данных с материалами соответствующих исследований по сопредельным районам Казахстана позволил выявить основные особенности территориальных изменений снежности и суммарной увлажненности в китайской части бассейна р. Иле.

На территории КНР в бассейне р. Иле удалось получить данные режимных наблюдений за температурой воздуха и атмосферными осадками для 27 пунктов. Характеристика их местоположения приведена в табл. 10. Следует иметь в виду, что характеристика местоположения каждого пункта режимных наблюдений выполнена на основе анализа содержания изданных в Китае топографических карт в масштабах 1:100 000 и 1:50 000.

Из последней графы таблицы можно заключить, что далеко не все пункты режимных наблюдений могут быть признаны репрезентативными, по крайней мере, для оценки характеристик снежности. В показаниях ряда станций (Дисюэчжан-СЛС, Лаэрдун, Улуситай, Цзикэтай, Чадокэ, Артайлинчан, Пилчжин) вероятны существенные искажения полей температуры и снежности вследствие влияния локальных факторов – прежде всего, южной экспозиции либо особенностей рельефа в районе станции. Это особенно относится к показаниям станции Лаэрдун, местоположение которой позволяет предположить неизбежное и значительное искажение характеристик снежности, возможно и сумм осадков, за счет влияния локальных условий. То же относится и к станции Айкен, расположенной на склоне южной экспозиции в бассейне р. Хайтык непосредственно за перевалом из бассейна р. Кюнес. Эта станция охарактеризована в табл. 10 из соображений, что данные о годовых и сезонных суммах атмосферных осадков могут хотя бы ориентировочно дополнить картину вертикального распределения годовых и сезонных сумм осадков, выявляемую по данным соответствующих наблюдений на прилегающей территории китайской части бассейна р. Иле. Очевидно, данные о снежном покрове, полученные на базе этой станции, вряд ли приемлемы из-за искажения естественного поля упомянутых характеристик влиянием ветра (бурный ветровой режим) и южной экспозиции.

Есть также опасения, что показания снеголавинной станции не вполне адекватно отражают распределение климатических характеристик: станция расположена на участке крутого южного склона на дне долины р. Кюнес, а особенности орографии в ее районе позволяют предположить проявление в показаниях станции эффекта орографического барьера.

Таблица 10. **Характеристика местоположения станций режимных климатологических наблюдений в китайской части бассейна р. Или**

№ п/п	Название станций	Абсолютная высота	Координаты		Особенности местоположения станций
			широта	долгота	
1	2	3	4	5	6
1	Инин	662	43°37'	81°20'	Широкое дно долины р. Или
2	Джаосу	1849	43°09'	81°08'	Пологонаклонная равнина Текеской впадины
3	Хоргос	710	44°14'	80°29'	Широкая долина р. Или, открытая к западу
4	Дисюэчжан-СЛС	1776	43°16'	84°24'	Прирусловая часть крутого южного склона глубоко врезанной долины р. Кюнес. Крутизна примыкающего склона 30°, но склон короткий и на высоте 2200 м резко переходит в платообразную поверхность шириной до 3 км. В 5 км ниже станции долина «перекрыта» боковым отрогом правобережного-южного склона с относительной высотой около 500 м. Неизбежен эффект южной экспозиции и, возможно, орографического барьера
5	Лаэрдун	2600	43°11'	84°18'	Пологонаклонная платообразная поверхность слабо выраженной седловины в 15 км от перевала – замыкающего гребня долины р. Кюнес. Общая направление седловины с запада на восток. Станция всего в 220-240 м ниже (по высоте) упомянутого перевала на правом пологом склоне. Азимут – 40°. В 5 км ниже станции слабонаклонная поверхность резко переходит в крутой склон глубоко врезанной долины. Вероятно сильное влияние ветра на режим снежного покрова (сдув) и на суммы атмосферных осадков (занижение в сравнении с фоновыми)
6	Уласитай	1440	43°48'	83°08'	Широкое дно долины р. Кюнес, азимут – 270°. Ниже по течению реки к дну долины спускаются отроги горных хребтов образуя некий барьер с относительной высотой гребня около 2000 м. Возможно существенное занижение осадков и снегозапасов в сравнении с фоновым
7	Лунарлье	1550	43°46'	83°24'	Бассейн р. Каш, межгорная впадина. Вероятен тот же эффект орографического барьера, что и для ст. Уласитай
8	Цзикэтай	830	43°31'	83°15'	Широкое дно долины р. Кюнес. Азимут – 280°. Долина открыта к западу. Станция у правого борта долины у подножия южного склона хребта, разделяющего бассейны рек Каш и Кюнес. Возможно значительное влияние южной экспозиции на режим снежного покрова
9	Синьюшь	928	43°27'	83°18'	Дно долины р. Кюнес напротив станции Цзикэтай у подножия невысокого хребта, отделяющего долину левого притока р. Кюнес от основной
10	Чиапу	2200	43°55'	83°15'	Бассейн р. Каш. Правый борт долины. Станция на дне боковой долины, ориентированной на юго-восток (азимут – 210°). Вероятен значительный эффект южной экспозиции
11	Ашаньбулакэ	870	43°24'	83°19'	Дно долины р. Кюнес. Станция у подножия невысокого хребта, отделяющего долину левого притока р. Кюнес от основной
12	Чалокэ	940	44°19'	80°40'	Обширный пологонаклонный конус выноса по меньшей мере шести рек, стекающих с южного склона (правый борт долины). Станция расположена у вершины конуса. Азимут – 180°. Вероятен эффект южной экспозиции
13	Артайлинчан	1800	44°28'	81°09'	Станция в 2 км ниже перевала из бассейна р. Или в бассейн озера Сайрам-Нур. Вероятен значительный ветровой эффект, выражающийся, скорее всего, в занижении снегозаноса в сравнении с фоновыми
14	Хочэн	640	44°03'	80°51'	Нет данных
15	Пилечи	860	44°04'	81°29'	Неширокая (до 2 км) долина реки, стекающей с южного склона (правый борт долины р. Или). Азимут – 220°. Станция в 6 км выше подножия пологонаклонного уступа и 12 км ниже подошвы крутого склона хребта Борохоро. Вероятен эффект южной экспозиции
16	Иниси	770	43°58'	81°32'	Пологонаклонная равнина с общим уклоном к р. Или. Азимут склона – 210°
17	Чабучар	600	43°51'	81°09'	Широкое дно долины р. Или
18	Тохай	1065	43°47'	81°56'	Дно долины р. Каш, в нижнем течении в районе резкой смены азимута падения долины с запада на юго-восток. Станция на западном склоне горной гряды-водораздела бассейнов рек Каш и Кюнес открыта западу

Окончание таблицы 10

1	2	3	4	5	6
19	Нилки	1105	43°08'	82°34'	Дно долины р. Каш (нижняя треть ее протяженности). Слабонаклонная равнина с общим уклоном к западу
20	Тьягэситай	1410	43°31'	81°10'	Широкое пологонаклонное дно долины р. Кюнес
21	Тыбакэ	1400	43°29'	81°08'	Пологонаклонная поверхность у подножия хребта, разделяющего бассейны р. Текес и Иле. Станция на выходе реки из гор, стекающей с северного склона упомянутого хребта
22	Ямалу	706	43°37'	81°48'	Слабонаклонная равнина – правый берег р. Каш вблизи ее устья
23	Гуньлю	775	43°28'	82°14'	Слабонаклонная равнина на дне долины р. Кюнес
24	Капучихай	900	43°22'	82°30'	Теснина на выходе р. Текес в Илейскую долину. Азимут 360°. Станция на дне долины р. Текес. По сути это «ворота» в направлении с юго на север из Текеской впадины в долину р. Иле
25	Текесу	1210	43°11'	81°46'	Широкая Текеская впадина. Азимут 60°, пологонаклонная равнина
26	Коксу	1210	43°08'	81°53'	Пологонаклонная равнина на дне обширной Текесской впадины
27	Ахэяцзы	1600	42°51'	81°05'	Пологонаклонная равнина на дне обширной Текесской впадины
28	Айкэн	3200	43°19'	81°51'	Станция в бассейне р. Хайдык сразу за перевалом из бассейна р. Кюнес. Южный склон долины. Азимут склона – 185°. Вероятно сильное влияние южной экспозиции и ветрового эффекта

Таблица 11. Годовые суммы осадков на снеголавинной станции (СЛС) в бассейне р. Кюнес и метеостанциях северного склона Иле Алатау и соответствующие коэффициенты корреляции

№ п/п	Год	Годовые суммы осадков (мм) на станциях:				
		СЛС, бас. Кюнес	Верхний Горельник	Усть-Горельник	Мынжилки	Большое Алматинское озеро
1	1968	755,8	794	686	740	642
2	1969	955,6	1154	1080	1058	985
3	1970	1139,7	918	825	837	761
4	1971	860,1	882	673	751	731
5	1972	855,8	1068	938	908	899
6	1973	835,8	992	918,5	898	886
7	1974	653	848	750	810	745
8	1975	785,5	727	628	717	720
9	1976	820,4	972	992	900	902
10	1977	736,4	886	811	821	677
11	1978	718,7	815	801	669	652
12	1979	876,8	1040	999	918	839
13	1980	851,2	975	885	841	778
14	1981	907	1172	1105	1081	995
15	1982	656,4	720	638	686	636
16	1983	802,7	922	834	792	751
17	1984	753,2	755	660	694	669
18	1985	928,6	1057	994	925	914
19	1986	758,2	987	900,4	864,9	800
20	1987	1112,9	1305	1254,4	1037,8	1009
21	1988	910,6	1113	1051,7	996,6	980
22	1989	735,2	956,7	881	923,5	
Стандартное отклонение – σ		124,99	156,20	167,49	120,67	125,24
Коэф. корреляции – rv			0,66	0,64	0,60	0,64

По-видимому, в этом причина относительно невысоких коэффициентов корреляции годовых сумм атмосферных осадков на снеголавинной станции в бассейне р. Кюнес, с одной стороны, и метеостанций Малоалматинского вертикального разреза – с другой (табл. 11). Существенно более высокая корреляция годовых сумм осадков (r = 0,80-0,84) между показаниями станций Джаосу и Текес на территории Китая, с одной стороны, и станций Верхний Горельник, Алматы ГМО и Большое Алматинское озеро – с другой.

Согласно данным, опубликованным в монографии [Water resources .., 1996], площадь китайской части бассейна р. Иле равна 61 640 км^2, слой

годовых осадков, осредненный для площади всего бассейна, равен 556,3 мм, что соответствует объему воды 34,3 км³. Средний слой стока для бассейна р. Иле в КНР составляет 275,8 мм, а суммарный речной сток оценен в 17,0 км³. Все определения здесь выполнены для периода продолжительностью 24 года (1956-1979 гг.). Из 17,0 км³ суммарного стока р. Иле за пределы Китая – в Казахстан поступает 11,7 км³. При этом около 1 км³ (0,957км³) суммарного стока поступает в КНР по реке Текес из Казахстана.

Судя по обзорной карте распределения годовых сумм атмосферных осадков, опубликованной в той же монографии, максимальное количество осадков – более 800 мм в год в китайской части бассейна р. Иле приходится на бассейны рек Каш и Кюнес. Изогиета с той же суммой годовых осадков показана на карте и на крайнем западе хребта Халыктау – в районе, примыкающем к горному узлу Хан-Тенгри. На остальной территории бассейна, судя по упомянутой карте, годовые суммы осадков сокращаются до минимума – 200 мм, присущего западной части дна долины р. Иле, примыкающей к границе Казахстана.

Суммарные потери влаги на испарение, судя по соответствующей обзорной карте, приведенной в упомянутой монографии, изменяются в пределах китайской части бассейна реки Иле от 600 мм в верховьях рек Каш, Кюнес и левых составляющих реки Текес до 1000 мм и более в приграничной с Казахстаном части территории дна долины р. Иле.

Из приведенных характеристик следует, что именно данные указанных в табл. 10 пунктов режимных наблюдений послужили основой оценки распределения атмосферных осадков в китайской части бассейна р. Иле [Water resources .., 1996]. С учетом этих результатов проанализируем данные о годовых и сезонных суммах атмосферных осадков в районе пунктов режимных климатических наблюдений (табл. 12).

На **рис. 15** показано распределение годовых сумм атмосферных осадков в зависимости от абсолютной высоты в бассейне р. Иле на территории Китая. Для построения рассматриваемой зависимости, кроме данных, приведенных в табл. 12, использованы осредненные за многолетний период годовые суммы осадков по суммарным осадкомерам в бассейнах рек Баянкол и Дардамты. Правомерность применения этих данных для решения нашей задачи очевидна: р. Баянкол – одна из составляющих бассейна р. Текес, а данные по бассейну р. Дардамты характеризуют распределение осадков на северном склоне хр. Узынкара, восточная половина которого расположена в китайской части бассейна р. Иле.

Верхние участки районных зависимостей ориентированы на величины годовых сумм осадков на высоте климатической снеговой границы (приведенной фирновой линии). Эти величины получены из соотношения

$$X_t = A_t / K, \qquad (9)$$

где A_t – годовая аккумуляция твердых осадков на границе питания ледников, мм; K – коэффициент концентрации твердых осадков на уровне

Таблица 12. **Средние многолетние суммы осадков в китайской части бассейна р. Или**

№ п/п	Станция	Абс. высота, м	Годовая сумма осадков, мм	№ п/п	Станция	Абс. высота, м	Годовая сумма осадков, мм
1	Инин	662	257,0	15	Пиличи	860	430,5
2	Джаосу	1849	512,1	16	Иниси	770	323,0
3	Коргас	710	220,1	17	Чабучар	600	204,7
4	СЛС	1776	836,8	18	Тохай	1065	347,1
5	Лаэрдун	2600	624,8	19	Нилико	1105	353,4
6	Уласитай	1440	507,9	20	Тьягэситай	1410	295,0
7	Лунарлье	1550	693,6	21	Тьябжэ	1400	354,9
8	Цзикэтай	830	438,0	22	Ямалу	706	265,3
9	Синьхань	928	479,7	23	Гуньлю	775	252,8
10	Чиапу	2000	457,7	24	Капучихай	900	344,3
11	Ашаньбулакэ	870	728,7	25	Текесы	1210	382,8
12	Чадокэ	940	443,8	26	Коксу	1210	396,1
13	Артайличан	1800	403,2	27	Ахэяцзы	1600	410,5
14	Хочэн	640	218,9				

границы питания ледников. Величина А рассчитана по кубической зависимости [Кренке А.Н., Ходаков В.Г., 1966]

$$A_r = (t_r + 9{,}5)^3, \qquad (10)$$

где t_r – средняя летняя температура (за июнь – август) на расчетной высоте, град.

Для определения величины t_r использован выявленный ранее вертикальный градиент средней летней температуры воздуха. Как показали исследования, этот градиент на большей части территории Тянь-Шаня, Памира, Гиссаро-Алая на малых и средних высотах (до 3000 м) устойчив и составляет в среднем 0,64 град/100 м высоты. Выше он постепенно увеличивается и на отметках более 4000 м приближается к градиенту температуры в свободной атмосфере, составляет в среднем 0,70 град./100 м высоты. Используя опыт аналогичных исследований [Кренке А.Н., 1982; Кренке А.Н., Шантыкова Л.Н., 1976; Кренке А.Н., Рототаева О.В., 1979], на основе упомянутых результатов и данных режимных метеорологических наблюдений, содержащихся в климатологических справочниках, мы рассчитали среднюю летнюю температуру воздуха на высоте 3500 м в узлах пересечения координатной сетки карты горных районов Средней и Центральной Азии. При этом учитывались результаты оценки влияния характера подстилающей поверхности на приземную температуру воздуха [Гречаниченко Ю.Ю., 1991]. Полученное таким образом поле средней летней температуры на высоте 3500 м и упомянутый вертикальный градиент t_r использованы для определения

средней летней температуры на высоте приведенной фирновой линии в китайской части бассейна р. Иле.

Следует напомнить, что величина A_t характеризует суммарное снегонакопление на поверхности ледника и включает, помимо сумм атмосферных осадков, выпавших на ледниковую поверхность, дополнительное снегонакопление за счет ветрового перераспределения снега. Для определения истинных сумм атмосферных осадков на склонах величину A_t необходимо исправить введением поправки на коэффициент концентрации твердых осадков K. Согласно результатам специальных исследований в условиях гор Евразии коэффициент концентрации твердых осадков на уровне приведенной фирновой линии может быть принят 1,10 [Северский И.В.,1982; Северский И.В., Благовещенский В.П., 1983].

Как видно из **рис. 15**, в бассейне р. Иле на территории КНР по характеру вертикального распределения годовых сумм атмосферных осадков отчетливо выделяются два района. Первый характеризует соответствующие распределения в наиболее увлажненных бассейнах рек Кан и Кюнес. Годовые суммы осадков здесь увеличиваются с убывающим градиентом от 450-500 мм на высоте 1000 м до 1200 мм на уровне климатической снеговой границы, средняя высота которой в этих бассейнах составляет 3750 м.

Для всей остальной территории китайской части бассейна р. Иле, включая бассейн р. Текес, на современном уровне изученности вполне может быть принята единая зависимость годовых сумм осадков от абсолютной высоты. Осадки увеличиваются с монотонно убывающим градиентом от 200-250 мм на дне Илейской долины (на высотах около 600 м) до 780 мм на высоте климатической снеговой границы ($H_{кл}$ = 3940 м). Тот же характер вертикального распределение годовых сумм осадков типичен для казахстанской части территории бассейна р. Текес и для территории хр. Узынкара в Казахстане.

Различие сумм осадков между выделенными двумя районами монотонно увеличивается от 120-150 мм на высотах менее 1000 м до 400 мм и более в гляциально-нивальном поясе. Не менее разительны межрайонные различия зональных сумм осадков (**рис. 16**).

Следует подчеркнуть важную особенность межсезонного распределения осадков в пределах Северного Тянь-Шаня: доля осадков холодного периода (с ноября по март) в годовой их сумме здесь закономерно и быстро сокращаются в направлении с запада на восток (**рис. 16, 17**). Наиболее значительны межрайонные различия на высотах 3000-3400 м. Так, если в бассейнах центральной части северного склона Иле Алатау (У. и К. Алматы, Талгар) на высоте 3200 м доля осадков холодного периода превышает 60 % от годовой их суммы, то в бассейне р. Каркара на северном склоне Терискей Алатау на том же высотном уровне она не достигает 50 %, а в бассейне р. Баянкол едва превышает 20 %. Лишь

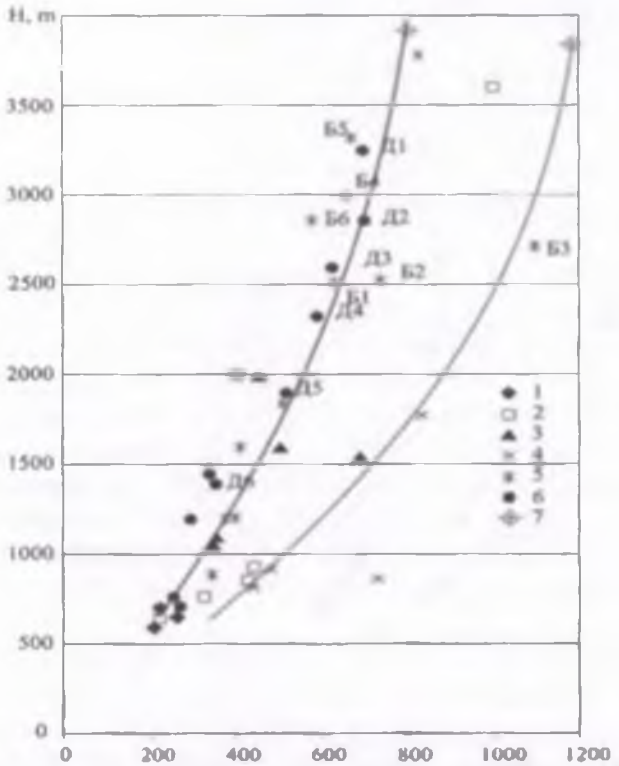


Рис. 15. Изменение по высоте годовых сумм осадков в китайской части бассейна р. Или: 1-западная часть долины; 2-южный склон хр. Борохоро; 3-бассейн р. Каш; 4-бассейн р. Кюнес; 5 бассейн р. Текес; 6-северный склон хр. Узынкара; 7-годовые суммы осадков на высоте приведенной фирновой линии; Б1-6 – суммарные осадкомеры в бассейне р. Баянкол; Д1-6 – суммарные осадкомеры в бассейне р. Дарламты

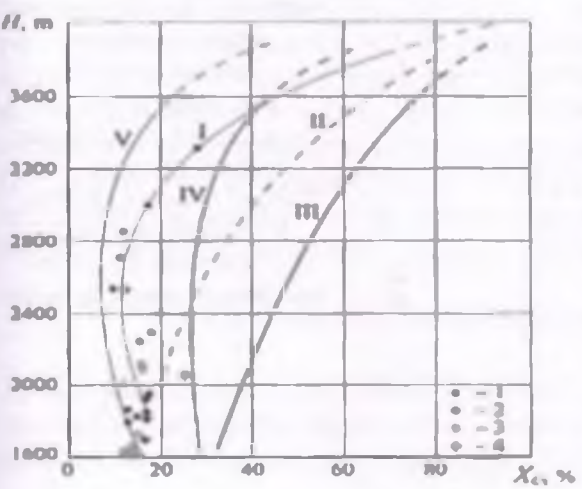


Рис. 16. Изменение по высоте нормы осадков за холодный период (ноябрь-март), % от суммы осадков за год Иле Алатау. 1 – данные суммарных осадкомеров в басс. р. Баянкол; 2 – данные близлежащих метеостанций в бассейнах рек Текес (казахстанская часть) и Шарын; 3 – данные метеостанций и постов на северном склоне Терискей Алатау в восточной части Иссык-Кульской котловины; 4 – данные гидрологического поста Каркара

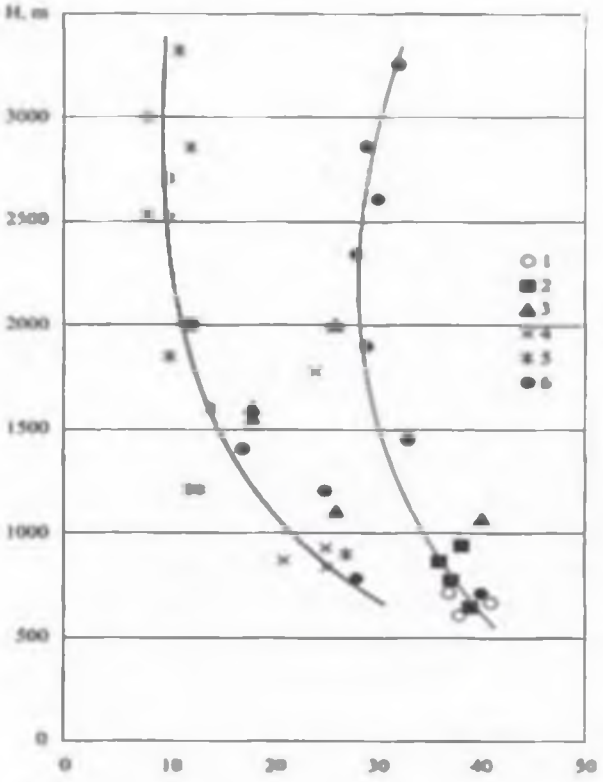


Рис. 17. Распределение зимних (ноябрь-март) сумм осадков по высоте в китайской части бассейна р. Или.
1 – западная часть долины; 2 – южный склон хр. Боро-Хоро; 3 – бассейн р. Каш; 4 – бассейн р. Кюнес; 5 – бассейн р. Текес; 6 – северный склон хр. Кетмень

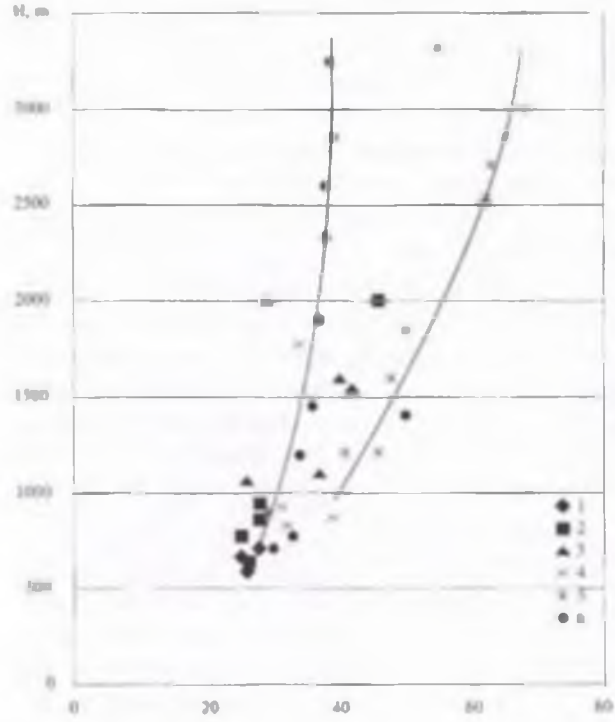


Рис.18. Распределение летних (июнь-август) сумм осадков по высоте в китайской части бассейна р. Или.
1 – западная часть долины; 2 – южный склон хр. Боро-Хоро; 3 – бассейн р. Каш; 4 – бассейн р. Кюнес; 5 – бассейн р. Текес; 6 – северный склон хр. Кетмень

около 15 % годовой суммы составляют осадки холодного периода на указанной высоте в бассейне р. Текес на территории Китая.

Вероятно, в этом одна из главных причин феномена существования мощного оледенения в верховьях рек бассейна Текес: в холодный период запасы льда пополняются, а в течение теплого периода осадки, подавляющая часть которых в гляциальном поясе выпадает в твердом виде, способствуют сокращению абляции льда и в значительной мере сохранению ледовых ресурсов.

Как видно из **рис. 18**, доля осадков за период абляции (июнь-август) в гляциально-нивальном поясе бассейна р. Текес достигает 60 % от годовой суммы. Не случайно в этом бассейне наибольшие по протяженности долинные ледники вторгаются в зону леса.

В целом характер внутригодового распределения осадков в китайской части бассейна достаточно полно характеризуется данными **рис. 19**: практически во всех рассматриваемых районах выражен летний максимум осадков, исключение представляет приграничная с Казахстаном часть долины р. Иле, где наряду с весенне-летним максимумом (апрель-июль) отчетливо выражен второй максимум осадков в октябре-ноябре.

Следует подчеркнуть, что авторы далеки от мысли идеализировать приведенные здесь результаты. Мы прекрасно понимаем, что реальная картина распределения атмосферных осадков в условиях рассматриваемой территории с ее сложной орографией и дробным расчленением рельефа может быть сложнее описанной. Но имеющаяся в распоряжении фактическая информация не позволяет оценить более надежно реальное распределение атмосферных осадков на рассматриваемой территории. С учетом опыта аналогичных исследований характера распределения снежного покрова и полученных результатов изучения взаимодействия влагоносных воздушных масс с горным рельефом [Северский И.В., Благовещенский В.П.,1983; Северский И.В., Се-Зичу и др., 2000; Кренке А.Н., Рототаева О.В., 1979] можно лишь предполагать, что годовые и сезонные суммы осадков на территории южного склона хр. Борохоро вряд ли значительно уступают соответствующим показателям, типичным для бассейна р. Каш, по крайне мере, в его западной половине. Можно также предположить, что годовые суммы осадков в бассейне р. Б. Джиргалан существенно превосходят соответствующие показатели, типичные для бассейна р. М. Джиргалан, не говоря уже о бассейнах рек, стекающих с северного слона хр. Халыктау.

2.3.6. Особенности снежности территории

Напомним, что, следуя Н. Ф. Реймерсу [1980], под природными ресурсами в данном исследовании понимаются «природные объекты или явления, используемые для прямого и непрямого потребления, способ-

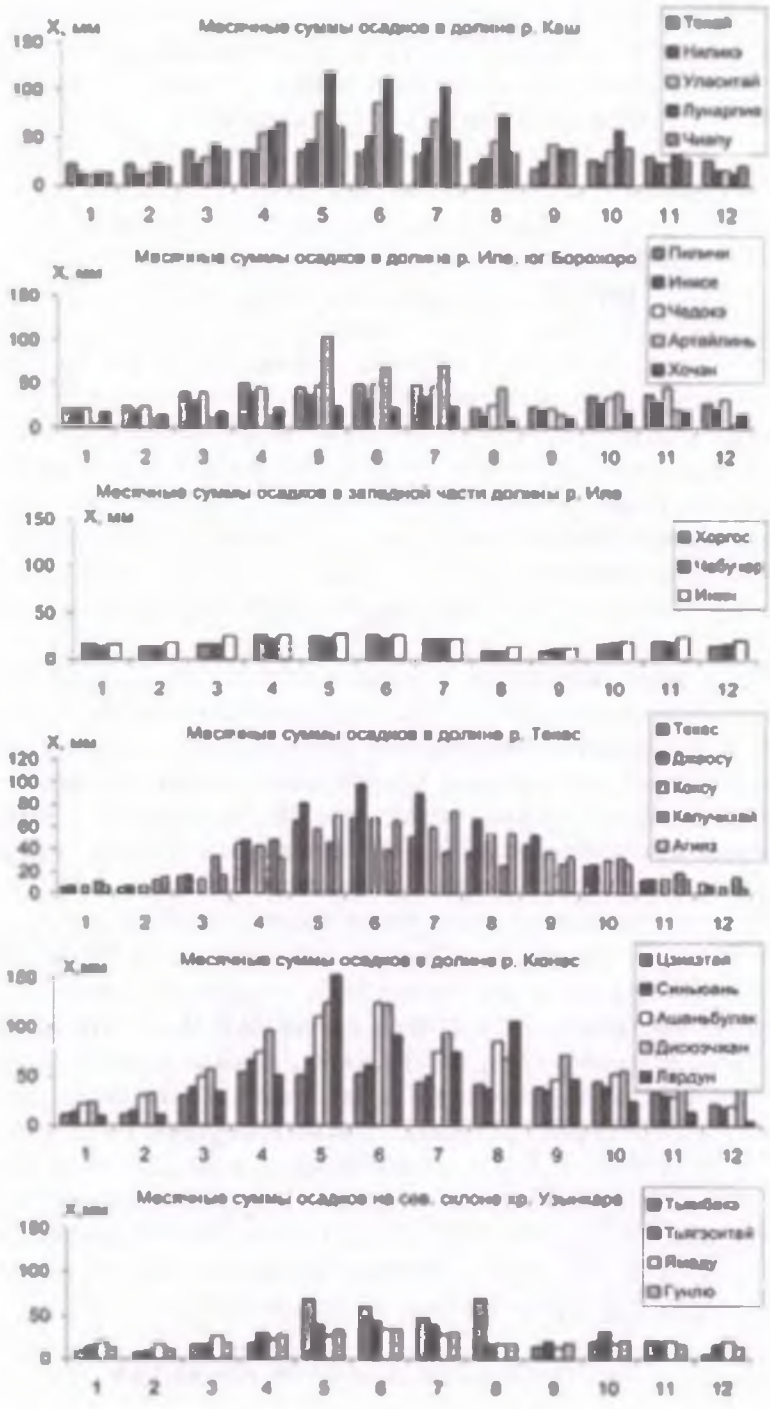


Рис. 19. Внутригодовое распределение осадков в китайской части бассейна р. Иле
1 – в западной части долины р. Иле; 2 – в долине р. Иле (юг хр. Борохоро); 3 – в долине р. Текес; 4 – в долине р. Кюнес; 5 – в долине р. Каш; 6 – на севере хр. Узынкара

ствующие созданию материальных богатств и повышению качества жизни». В таком понимании основным компонентом снежных ресурсов является водный эквивалент снежного покрова – запас снеговой воды, способный участвовать в формировании стока. Знание закономерностей территориально-временного распределения водного эквивалента снежного покрова – важное условие успешного решения практических задач, в том числе оценки возобновляемых водных ресурсов и прогноза стока весеннего половодья. Определенную практическую ценность представляют также данные о сроках залегания устойчивого снежного покрова.

Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова. Маршрутные снегомерные съемки в казахстанской части бассейна р. Иле служат единственным источником информации о снегонакоплении в горной части бассейна. Данные непосредственных наблюдений за снежным покровом на метеорологических станциях КНР не дают возможности в полной мере отразить пространственное распределение и временную изменчивость снежного покрова в горах региона. Более полное представление о закономерностях географического распределения характеристик снежного покрова на изучаемой территории получено путем анализа данных маршрутных снегосъемок в хребтах Иле Алатау, Узынкара, Терискей Алатау в Казахстане. Все снегопункты находятся в зоне основного снегонакопления, а их размещение в целом отвечает распределению площадей соответствующих высотных зон. Продолжительность периодов наблюдений (17–44 года), на наш взгляд, вполне достаточна для расчета норм и параметров временной изменчивости характеристик снежного покрова. Поскольку территориальное и временное распределение характеристик снежности на территории Казахстана уже достаточно полно описаны, нами был выполнен анализ сроков залегания устойчивого снежного покрова (УСП) в китайской части бассейна р. Иле. Предварительно фактическая информация о сроках залегания УСП на территории Китая была доработана. Имевшиеся в нашем распоряжении данные о самых ранних и самых поздних сроках залегания снежного покрова, а также о количестве дней со снежным покровом за каждый месяц холодного периода были приведены к виду, сопоставимому с данными наблюдений на территории Казахстана.

Результаты расчетов использованы для построения карт дат установления, разрушения устойчивого снежного покрова и продолжительности его залегания в китайской части бассейна р. Иле. По данным прямых наблюдений на подавляющей части средне- и высокогорного пояса сроки залегания УСП установить невозможно, и для расчета данных показателей использованы косвенные пути. Методика выявления присущих горам общих закономерностей территориального распределения сроков залегания УСП достаточно подробно описана в работах [Северский И.В., Се-Зичу и др.,2000; Северский И.В., Пиманкина Н.В., 1980]. Выявлены три основных типа зависимостей сроков залегания УСП от

Таблица 13. Средние сроки установления (Ту), разрушения (Тр) и продолжительность залегания (Тс) снежного покрова в высотных зонах китайской части долины р. Или

Район	Параметр	Высотная зона, м								
		600	1000	1400	1800	2200	2600	3000	3400	3800
Южн. склон хр. Борохоро, дол. рек Каш, Кюнес	Ту	10/XII	4/XII	29/XI	20/XI	10/XI	1/XI	20/X	8/X	-
	Тр	1/III	12/III	22/III	5/IY	20/IY	5/Y	25/Y	14/YI	-
	Тс	81	98	113	136	160	185	217	248	-
Хр. Узынкара	Ту	7/XII	4/XII	29/XI	21/XI	10/XI	30/X	21/X	8/X	-
	Тр	8/III	16/III	26/III	8/IY	24/IY	8/Y	26/Y	14/YI	-
	Тс	91	102	117	138	164	190	217	248	-
Сев. склон хр. Нарат, Халыктау	Ту	-	-	-	14/XI	4/XI	27/X	18/X	5/X	18/IX
	Тр	-	-	-	28/III	8/IY	22/IY	19/Y	19/YI	1/VIII
	Тс	-	-	-	134	155	177	213	256	317

абсолютной высоты: 1) для периферийных макросклонов западной ориентации; 2) для макросклонов хребтов широтного простирания и 3) для внутригорных районов. Для определения верхнего предела этих зависимостей – высотной границы, выше которой снег лежит круглый год, использованы данные о высоте климатической снеговой границы («приведенной фирновой линии» по И.В. Северскому) [Северский И.В., 1982; Северский И.В., Благовещенский В.П., 1983; Северский И.В., Се-Зичу и др., 2000, Северский, Благовещенский и др., 2006]. Полученные региональные расчетные уравнения в сочетании с данными о высоте климатической снеговой границы позволили достаточно надежно определить сроки УСП в любом бассейне, где хотя бы для одного пункта эти сроки известны (табл. 13).

В западной части долины р. Или снежный покров устанавливается в первой декаде декабря. Средняя максимальная высота снежного покрова на высотах 600-700 м не превышает 20-30 см. В Текесской котловине, большая часть которой расположена на высоте 1600-2000 м, устойчивый снежный покров устанавливается только в конце ноября – начале декабря, при этом максимальная высота снежного покрова за зиму редко превышает 20 см. В низкогорной зоне долин рек Каш и Кюнес снежный покров устанавливается также в начале декабря. В высокогорной зоне хребтов (> 3000 м) устойчивый снежный покров образуется к началу октября. По данным [Ху Жунзи, Цзя Фенцзин, 1989], высота снежного покрова в гляциальной зоне достигает 130-150 см.

Значительные изменения в пространственное распределение снежного покрова, когда рядом с почти бесснежными участками расположены обширные навеянные снежники, вносит ветровой режим, определяемый общей циркуляцией атмосферы и сложной орографией территории. Наибольшие скорости ветра наблюдаются зимой в верховьях р. Кюнес, на перевалах Айкен и Лардун, где наметаются сугробы высотой несколько метров.

Разрушение устойчивого снежного покрова в западной части долины р. Иле начинается в конце февраля-начале марта. В течение марта снеговая граница поднимается до отметок 1800 м и более (Текесская котловина). Подавляющая часть горного обрамления долины р. Иле и ее притоков освобождается от снега к началу июня. Разрушение УСП в гляциальной зоне продолжается до конца августа. Продолжительность периода с УСП в долине р. Иле отличается большими пространственными контрастами. В целом в подавляющей части долины период с УСП составляет 3-4 мес., а в высокогорье – более 7 мес. Основная часть площади территории приходится на хребты Боро-Хоро, Нарат и Халыктау.

Многолетнюю изменчивость сроков образования и разрушения, а также продолжительности периода с УСП в китайской части бассейна р. Иле возможно оценить только по аналогии с данными наблюдений в казахстанской части бассейна. По нашим данным [Пиманкина Н.В., 2007], на северных склонах Иле Алатау и Терискей Алатау среднее квадратическое отклонение дат образования УСП от нормы составляет 10-30 сут., дат схода – 10-15 сут. Коэффициент вариации продолжительности залегания УСП в предгорьях составляет 0,30-0,40, а в высокогорной зоне, где снегонакопление больше по величине и устойчивее по годам, C_v – 0,10-0,15. Интенсивность таяния сезонного снега в условиях равнины, предгорий и горных районов также весьма различна. Анализ данных метеостанции Большое Алматинское озеро показал, что наиболее резкий рост температур в среднегорье наблюдается при переходе от марта к апрелю, когда температура воздуха повышается на 6-8 °С. Таяние снега начинается при положительных средних суточных температурах. При безоблачном небе интенсивность таяния составляет 5-6 см в день. Окончательное разрушение УСП происходит через 1-3 недели после устойчивого перехода температур через 0 °С [Пиманкина Н.В., 2007].

Водный эквивалент снежного покрова, максимальные снегозапасы. Для разработки гидрологических прогнозов знание закономерностей территориального распределения снегозапасов имеет принципиальное значение. Применяемые на практике методы гидрологических прогнозов основаны на использовании уравнений линейной множественной регрессии. При этом обычно используются обобщенные данные о максимальных снегозапасах в некоторой эмпирически подобранной точке в зоне формирования стока либо в виде осредненных для ряда снегомерных пунктов значений снегозапасов. В последнем случае данные каж-

дого снегопункта, включенного в репрезентативную выборку, принимаются при осреднении с одинаковым весом. При таком подходе мы имеем дело с неким индексом снежных ресурсов, степень адекватности которого реальному распределению снежных ресурсов в горном бассейне невелика.

Современные методы гидрологических прогнозов, основанные на математическом моделировании, требуют уже не обобщенных сведений о снежном покрове в виде упомянутых индексов, а оперативной оценки их реального распределения на водосборной площади бассейна. Такая оценка возможна на основе комплекса расчетных методов, разработанных нами ранее [Северский И.В., 1982; Северский И.В., Благовещенский В.П., 1983; Северский И.В., Се-Зичу и др., 2000]. Преимуществом их является то, что они основаны на использовании стандартной гидрометеорологической информации и позволяют определить основные характеристики снежного покрова (сроки залегания устойчивого снежного покрова, его высоту и водность) для любого участка горной поверхности с учетом влияния зональных (географическая широта и долгота), региональных (орография, местоположение в горной системе) и локальных факторов (абсолютная высота, ориентация склона и уклон, тип подстилающей поверхности).

Упомянутая система расчетных методов и соответствующее программное обеспечение использованы для определения снежных ресурсов зоны формирования стока р. Иле в Казахстане. Результаты этих исследований изложены в отчетах работ по данной теме.

Сложнее обстоит дело с оценкой снежности китайской территории Тянь-Шаня. Сеть регулярных наблюдений за снежным покровом здесь редка: из 234 станций режимных климатологических наблюдений, подавляющая часть которых расположена на предгорной равнине либо в низкогорном поясе, данные о снежном покрове имеются лишь для 91 станции. К тому же справочная информация характеризует преимущественно динамику высоты снежного покрова. Систематические измерения плотности снежного покрова здесь не проводятся. Поэтому упомянутые методы расчета высоты и водности снежного покрова в условиях Восточного Тянь-Шаня, в том числе применительно к территории китайской части бассейна р. Иле, без предварительной доработки неприемлемы.

Существенно более обширна информация о распределении атмосферных осадков на территории Китая, в том числе на Восточном Тянь-Шане: нормированные месячные суммы осадков имеются для всех 234 станций. В связи с этим мы попытались рассчитать искомые характеристики снежности по данным об осадках. Основой расчета послужили соотношения максимальных снегозапасов и сумм осадков за период залегания устойчивого снежного покрова X_c. Последние определены по осредненным за многолетие данным 214 горных станций Тянь-Шаня,

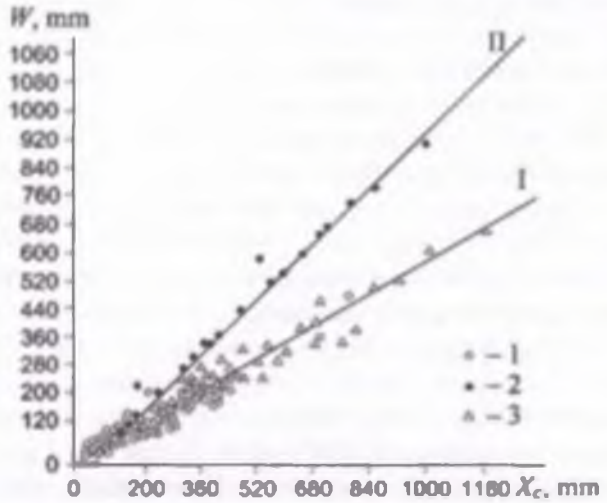


Рис. 20. Связь между максимальными снегозапасами *W* и суммой осадков за период залегания устойчивого снежного покрова X_c. 1,2 – данные режимных наблюдений; 3 – данные суммарных осадкомеров; I- Тянь-Шань, Жетысу Алатау; II-Алтай

Памира, Жетысу Алатау и Алтая, приведенным в климатологических справочниках. По показаниям тех же станций для каждой из них определена доля X_c от годовых сумм осадков. При этом для пунктов, по которым нет данных о сроках залегания снежного покрова, последние рассчитаны на основе выявленных ранее районных зависимостей сроков образования и разрушения устойчивого снежного покрова от абсолютной высоты либо определены по соответствующим типовым уравнениям [Северский И.В., Благовещенский В.П.,1983; Северский И.В., Се-Зичу и др., 2000]. Дополнительно использована информация об осадках, измеренных по суммарным осадкомерам, подавляющая часть которых расположена в высокогорье. Полученные результаты использованы для построения графических связей Хс и W (**рис. 20**).

Как оказалось, эти соотношения региональны; соответствующее расчетное уравнение для Алтая имеет вид:

$$W = 0{,}98\,X_c - 40{,}6, \qquad (11)$$

для Тянь-Шаня, Памира и Жетысу Алатау:

$$W = 11{,}4 + 0{,}53\,X_c. \qquad (12)$$

Расчетные уравнения достаточно надежны: коэффициент корреляции рассмотренных связей высок: 0,99 для Алтая и 0,97 для Тянь-Шаня, Памира и Жетысу Алатау, а стандартные ошибки расчета σ составили ±30,30 и ±26,18 соответственно. К сожалению, и рассмотренный прием не изменил ситуацию радикально: в результате расчета по уравнению

(11) значимые величины W выявлены лишь для 134 станций Восточного Тянь-Шаня, большая часть которых расположена на предгорной равнине либо в низкогорно-среднегорном поясе до высот 1700-1800 м в бассейнах рек Или, Текес и на северных склонах хребтов Борохоро и Ирен-Хабырга и до 2400-2600 м на склонах хребтов Богдо и Барколь, а также в бассейнах рек южной периферии Восточного Тянь-Шаня. Тем не менее, по этим данным удалось выявить вполне надежные зависимости $W = f(H)$ для низкогорно-среднегорного пояса основных бассейнов Восточного Тянь-Шаня, в том числе для китайской части бассейна р. Или. Выше высотного диапазона, обеспеченного соответствующими данными, зависимости $W = f(H)$ продолжены до значений W_m – максимальных снегозапасов на неледниковых склонах на высоте климатической снеговой границы (приведенной фирновой линии). При этом, величины снегозапасов вычислены из соотношения $W = A_z - X_m$, где X_m – сумма атмосферных осадков за период абляции ледников. Необходимо иметь в виду, что величины A_z, вычисленные по зависимости Кренке – Ходакова [1966], характеризуют суммарное снегонакопление на ледниковой поверхности, и для перехода к снегозапасам на неледниковых склонах необходимо величину A_z исправить на удвоенное значение коэффициента концентрации K_m, отражающего дополнительное накопление снега на леднике за счет ветрового и лавинного сноса снега с окружающих склонов: $W_m = A_z/K_m^2 - X_m$. Как было показано, коэффициент концентрации твердых осадков на уровне приведенной фирновой линии можно принять равным 1,10. Величина X_m надежно определяется на основе выявленных районных зависимостей $X_m = f(H)$ [Северский И.В., Благовещенский В.П., 1983; Северский И.В., Се-Зичу и др., 2000].

2.3.7. Снежные ресурсы

Полученные таким образом данные о распределении максимальных снегозапасов использованы для расчета распределения снежных ресурсов в китайской части бассейна р. Или. Исходной информацией послужили среднезональные – фоновые величины средних максимальных запасов воды в снежном покрове, вычисленные по изложенной методике на основе эмпирически выявленных соотношений максимальных снегозапасов и сумм атмосферных осадков за период с устойчивым снежным покровом. Результаты определений представлены в табл. 14.

Соответствующие расчетные уравнения имеют следующий вид:

для бассейна реки Текес

$$W = 0{,}0006\,H^2 - 0{,}1242\,H + 21{,}682 \qquad (13)$$

для бассейнов рек Каш и Кюнес

$$W = 0{,}0008\,H^2 - 0{,}0487\,H + 34{,}627 \qquad (14)$$

Дополнительной информацией для расчета снежных ресурсов послужили данные о распределении площади бассейна по абсолютной

Таблица 14. Зависимость запасов воды в снежном покрове от абсолютной высоты

Бассейн реки	Максимальный запас воды в снежном покрове (W, мм) на высотах (H, км)									
	0,6	1,0	1,4	1,8	2,2	2,6	3,0	3,4	3,8	4,2
Каш,										
Кюнес, Иле	25	35	50	75	100	135	80	35	305	410
Текес		10	20	25	40	55	00	30	170	240

высоте, уклону, ориентации и типу поверхности склона. Эти характеристики сняты в узлах пересечения километровой сеткой изданной в Китае топографической карты масштаба 1:100 000. Учет влияния локальных факторов проведен на основе полученных методических разработок [Северский И.В., Се-Зичу и др., 2000; Severskу S.I., Severskу I.V.,1992; Северский И.В., Северский Э.В., 1990]. Результаты определений представлены на **рис. 21-24**.

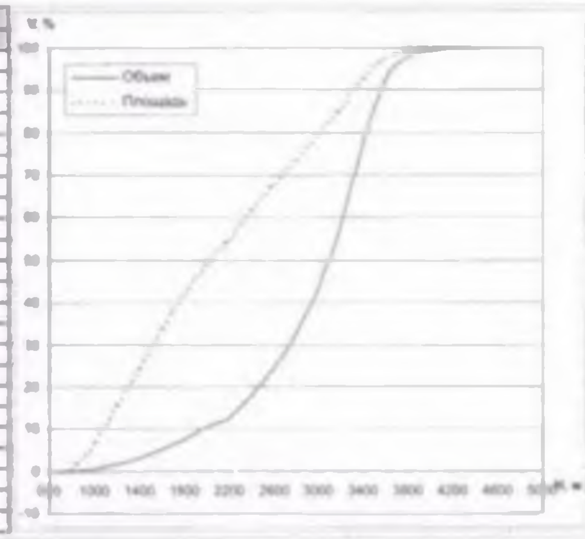
Закономерность распределения снежных ресурсов, выявленные ранее для бассейнов рек Казахстана, проявляются в китайской части бассейна р. Иле. На всей территории выражено влияние локальных факторов на распределение снежного покрова. Так, в бассейне р. Каш, рассчитанные с учетом влияния экспозиции склона на 47 % меньше вычисленных по среднезональным снегозапасам, а учет влияния типа растительности уменьшил итоговую величину снежных ресурсов еще на семь процентов. Таким образом, реальные снежные ресурсы, рассчитанные с учетом влияния локальных факторов на 54 % меньше вычисленных без учета их влияния. Еще более значителен эффект локальных факторов в распределении снегозапасов р. Кюнес: снежные ресурсы, рассчитанные с учетом влияния локальных факторов здесь на 62 % меньше вычисленных без учета последнего.

Несколько менее выражен этот эффект в бассейне р. Текес: реальные снежные ресурсы здесь лишь на 40 % меньше рассчитанных без учета локальных факторов. Тем не менее, даже в этом бассейне эффект влияния локальных факторов на распределение снежного покрова значительно выше, чем в бассейнах главных рек Северного Тянь-Шаня и южного склона Жетысу Алатау, где реальные снежные ресурсы всего на 25-35 % меньше вычисленных по среднезональным значениям W.

Причина таких различий, по-видимому, кроется, главным образом в рассмотренных особенностях межсезонного распределения атмосферных осадков, присущих китайской части бассейна р. Иле.

Еще одна особенность распределения снежных ресурсов на рассматриваемой территории — значительно более выраженные контрасты в распределении снежных ресурсов по высоте. Так, в бассейне р. Текес более 50 % суммарных снежных ресурсов формируется на высотах более 3300 м, площадь территории которой составляет лишь 20 % от сум-

Интервал, (м ур.м)	Площадь, км кв.	Запас снеговой воды, м³		
		W	We	Wn
600-800	0	0	0	0
800-1000	36	[illegible]	246599	104786
1000-1200	604	22950708	4136983	4071640
1200-1400	848	36735514	9332546	8141700
1400-1600	824	42238622	10473910	9595910
1600-1800	884	54874277	18013238	15591006
1800-2000	768	[illegible]	20047191	17625067
2000-2200	668	60076710	28320573	20285477
2200-2400	552	59210700	29192617	18604200
2400-2600	648	83065328	50610707	36619534
2600-2800	580	87344484	60697645	49315340
2800-3000	537	93755184	68525941	61255774
3000-3200	548	111161640	80763646	76266182
3200-3400	616	144997675	111938017	111643149
3400-3600	644	173058316	138190059	[illegible]
3600-3800	488	148277308	113515955	113515955
3800-4000	156	53193153	38618796	38618796
4000-4200	40	15312829	11153615	11153615
4200-4400	12	5163989	4011364	4011364
4400-4600	0	0	0	
4600-4800	0	0	0	
4800-5000	0	0	0	
600-5000	9448	1249833848	797789402	7337[illegible]1544



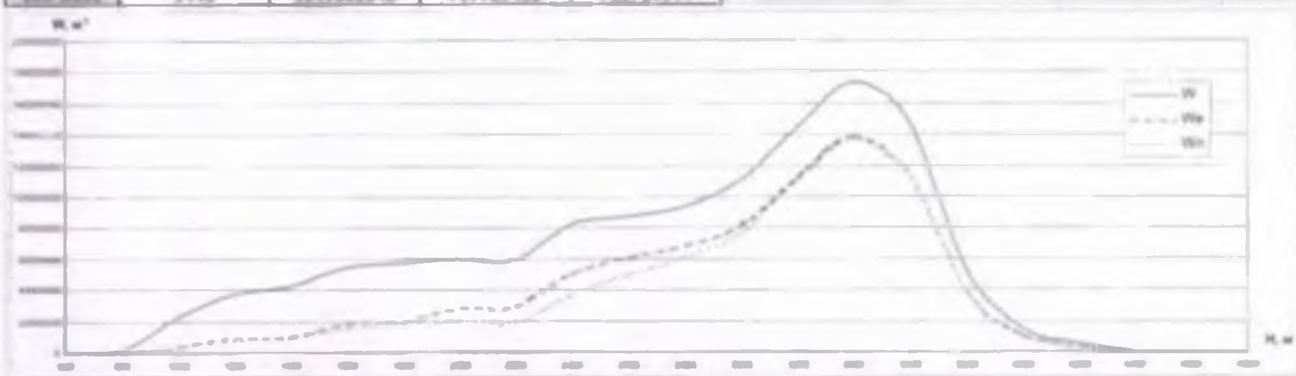
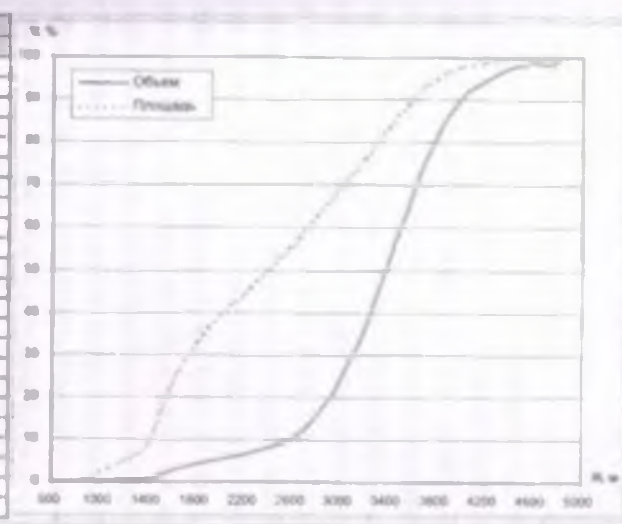


Рис. 23. Распределение снежных ресурсов в бассейне р. Каш

Интервал, (м ур.м)	Площадь, км кв.	Запас снеговой воды, м³		
		W	We	Wn
600-800	4	86234	29182	29182
800-1000	60	947227	158526	94202
1000-1200	396	6070920	1104410	1072807
1200-1400	692	11131261	2633256	2405791
1400-1600	976	18059195	3554374	3209034
1600-1800	3548	83264845	25154460	22910500
1800-2000	2332	67255154	23298690	21263075
2000-2200	1496	55696760	19666615	12670193
2200-2400	1276	60273496	27622346	12228217
2400-2600	1444	85804610	43392712	19276770
2600-2800	1420	103851616	54244329	26663745
2800-3000	1612	143803264	90650791	63846296
3000-3200	1600	171181691	105727980	97820834
3200-3400	1688	214972933	150498529	146964131
3400-3600	1772	263850320	184631996	183646541
3600-3800	1688	290091027	197678431	196831307
3800-4000	1176	230990899	155349319	154794521
4000-4200	684	152894712	110409570	110409570
4200-4400	232	[illegible]	[illegible]	[illegible]
4400-4600	156	44131051	35183049	35183049
4600-4800	60	18858446	15035411	15035411
4800-5000	60	20854704	15801540	15801540
600-5000	24372	2102435731	1307234668	1187565873



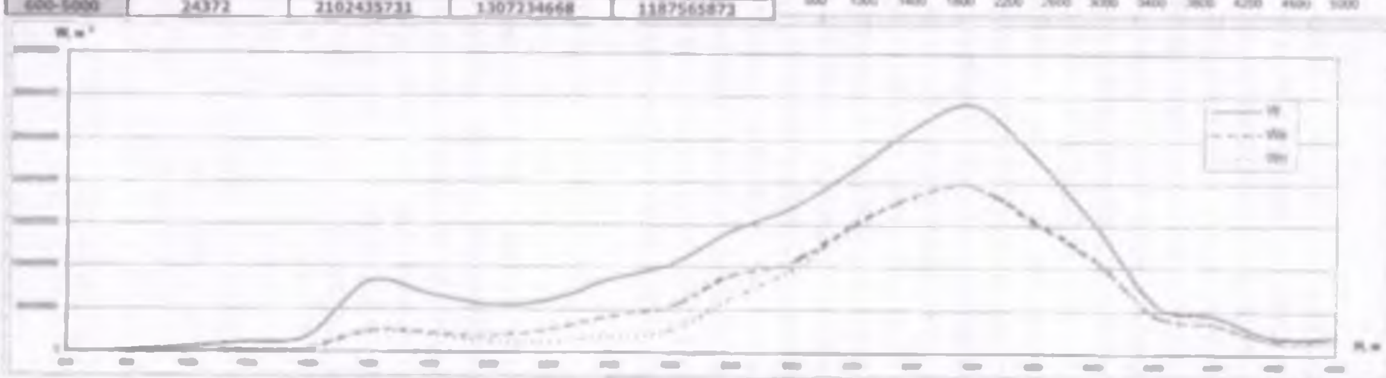


Рис. 24. Распределение снежных ресурсов в бассейне р. Текес

марной площади бассейна. Еще большие контрасты характерны для бассейнов рек Каш и Кюнес: более 50 % снежных ресурсов в первом бассейне сосредоточено выше изогипсы 3100 м всего лишь на 15 % площади бассейна, а в бассейне р. Кюнес аналогичная доля снежных ресурсов формируется в приводораздельной части бассейнов (выше 3100 м), площадь которой не превышает 10 % от суммарной.

Это еще раз подчеркивает исключительную важность мониторинга гляциосферы высокогорной зоны: именно здесь формируется подавляющая часть снежно-ледовых ресурсов региона – главного источника формирования возобновляемых ресурсов пресной воды.

Суммарные снежные ресурсы китайской территории бассейна р. Иле оценены в 2,8 км^3 водного эквивалента. Даже если принять, что весь этот объем снеговых вод участвует в формировании возобновляемых водных ресурсов, доля снеговой составляющей стока р. Иле в Китае едва превысит 16 %. Это значительно меньше доли снежной составляющей в стоке реки северных склонов Иле и Жетысу Алатау. Причина выявленных различий – в рассмотренном значительном и быстром убывании доли осадков холодного периода в годовой их массе в направлении с запада на восток: в зоне формирования подавляющей части снежных ресурсов (выше 2500-3000 м) в наиболее увлажненных бассейнах рек Каш и Кюнес доля осадков холодного периода (с ноября по март) едва превышает 30 % от годовых, а в бассейне р. Текес она составляет лишь около 10 %. По сути, талый снеговой сток в китайской части бассейна р. Иле сопоставим с ледниковым.

2.4. Снежные ресурсы бассейна реки Сырдарии

Рассмотренные расчетные модели и разработанная на их основе автоматизированная система использованы для определения значений H' для каждой точки пересечения километровой сетки топографической карты упомянутого масштаба с учетом различий по высоте, экспозиции (уклон, ориентация) склона и типу растительности.

Как показали исследования, различия снежности, обусловленные влиянием локальных факторов, могут быть отображены на картах в масштабе 1:100 000 и более. Уже в масштабе от 1:200 000 до 1:500 000 на картах снежности удается учесть лишь влияние ориентации склонов, а более мелкий масштаб карт (1:1 000 000 и меньше) позволяет характеризовать лишь фоновое распределение максимальных снегозапасов без учета влияния локальных факторов. Для территории бассейна р. Сырдарии и сопредельных районов последнее представлено на **рис. 25**.

Уже на этой карте в распределении снегозапасов отчетливо проявляются закономерности, присущие горам Центральной Азии. Наибольшей снежностью характеризуются бассейны на западной периферии Тянь-Шаня. При этом максимальной снежностью (более 800 мм в при-

гребневой зоне) отличаются открытые на запад бассейны рек Пскем и Ойгаинг на Западном Тянь-Шане. Существенно меньше максимальные снегозапасы на западном склоне Ферганского хребта.

Наименьшей снежностью характеризуются орографически закрытая территория бассейна р. Нарын в Центральном и Внутреннем Тянь-Шане. На подавляющей части этой территории средние максимальные снегозапасы менее 100 мм и лишь в пригребневой зоне гор выше отметок 3000 м они увеличиваются до 250-300 мм.

В распределении снежного покрова на рассматриваемой территории (**рис. 25**) ярко проявляются эффекты «массивности гор» и «орографического барьера». Влияние первого прослеживается в монотонном убывании снегозапасов от периферии вглубь горной страны, что отчетливо видно по изменению снегозапасов по мере перехода от западного склона Ферганского хребта к бассейнам левых притоков р. Нарын. Влияние второго ярко проявляется в резких контрастах на наветренном и подветренном склонах водораздельных хребтов Ферганский, Талас Алатау, разделяющего бассейны рек Пскем и Талас.

При анализе результатов соответствующих оценок для всего Тянь-Шаня, как и при сопоставлении снежности различных горных стран Евразии, отчетливо прослеживаются эффекты закономерного уменьшения снежности с запада на восток [Северский И.В.,1982; Северский И.В., Благовещенский В.П., 1983; Северский С.И.,1989; Северский И.В., Северский Э.В.,1990; Северский И. В., Благовещенский В. П. и др., 2006].

Эти данные использованы для оценки и выявления закономерностей территориального распределения снежных ресурсов – водного эквивалента снежного покрова (в м^3) в период максимального снегонакопления. Рассмотрим эти результаты на примере р. Нарын – одной из главных составляющих бассейна р. Сырдарии.

Исходной информацией для определения снежных ресурсов послужили районные зависимости нормированных значений W от абсолютной высоты, построенные по данным режимных наблюдений на сети гидрометеорологических станций, снегомерных маршрутов и суммарных осадкомеров, дополненные результатами определений, выполненных на основе рассмотренных методов.

При этом в полной мере использована информация о высоте климатической снеговой границы $H_н$, годовой аккумуляции твердых осадков на этом высотном уровне A_y и максимальных снегозапасах на неледниковых склонах W_i [Северский И.В., 1982; Severskiy I.V.,1997; Северский И.В., Северский Э.В., 1990].

Полученные на основе зависимостей $W = f(H)$ среднезональные (фоновые) величины снегозапасов на основе рассмотренных методов были пересчитаны в соответствующие величины снегонакопления на реальных склонах с учетом влияния локальных факторов. Характерис-

Таблица 15. **Распределение снежных ресурсов по абсолютной высоте в бассейне реки Нарын, вычисленных без учета влияния локальных факторов (V), с учетом влияния только экспозиции склонов, (Ve) и с учетом влияния экспозиции и типа растительности (Vп)**

Интервал, (м над ур.м.)	Площадь, км²	Запас снеговой воды, тыс. м³		
		V	Ve	Vп
1000-1200	420	23814,43	7963,76	7093,54
1200-1400	584	40677,09	18077,87	16637,15
1400-1600	992	78935,09	36616,30	33191,57
1600-1800	1924	177752,50	91111,95	81869,72
1800-2000	2608	260716,78	140653,36	134875,42
2000-2200	3948	421965,84	228522,34	216828,59
2200-2400	3936	456596,04	258153,32	246217,78
2400-2600	3392	421640,07	247849,04	231187,49
2600-2800	3504	510197,67	312022,14	295054,68
2800-3000	4412	725659,64	492119,39	468916,24
3000-3200	5198	901891,34	633340,72	618841,67
3200-3400	4762	923068,34	657141,09	650050,80
3400-3600	3988	856442,33	616103,94	613192,11
3600-3800	3076	709134,65	476696,27	475938,92
3800-4000	2226	565091,73	387572,92	387449,05
4000-4200	1202	359054,48	250392,54	250366,19
4200-4400	568	206403,43	156086,99	156086,99
4400-4600	152	82936,80	63071,77	63071,77
4600-4800	48	22554,38	19834,74	19834,74
4800-5000	8	3000,44	2870,22	2870,22
1000-5000	46948	7747533,08	5096200,68	4969574,64

Примечание. Без учета данных по бассейну р. Узунахмат.

тики последних определены для каждой точки пересечения километровой сетки с шагом 2 км (всего в бассейне р. Нарын было выполнено около 47 тыс. определений) и для каждой ячейки сетки – «элементарного склона» рассчитан объем снеговой воды в м³, соответствующий величине снегонакопления. Снежные ресурсы определялись как сумма объема снеговой воды, выявленного для «элементарных склонов» в пределах бассейна.

Подобное исследование выполнено впервые и в отличие от ранее известных, характеризует распределение максимальных снегозапасов на реальной горной поверхности.

Результаты определений приведены в табл. 15 и на **рис. 26, 27**. Прежде чем перейти к их характеристике, заметим, что территория бассейна р. Нарын отличается некоторыми природными особенностями, которые отражены в распределении снежных ресурсов. В частности, общая протяженность бассейна с запада на восток предопределила большую (более 26%) долю площади склонов южной четверти горизонта ($135° < A_г < 225°$).

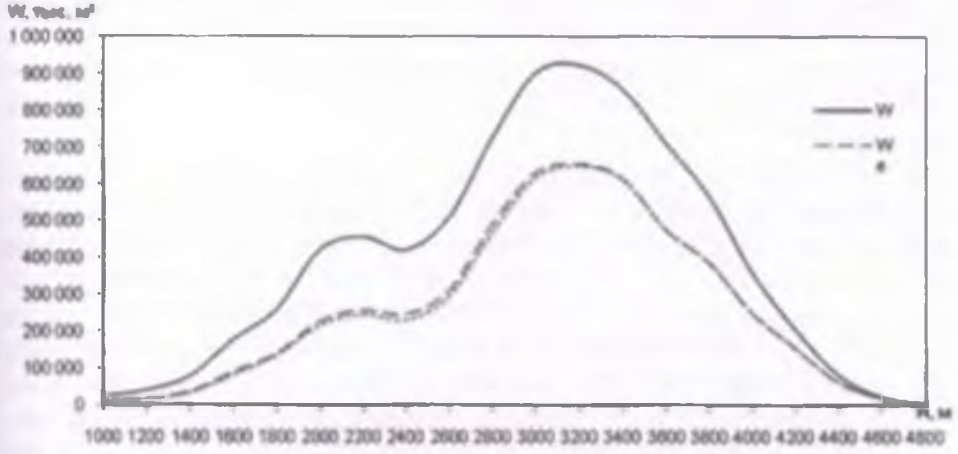


Рис. 26. Распределение снежных ресурсов по абсолютной высоте в бассейне р. Нарын, вычисленных без учета влияния локальных факторов (W), с учетом влияния экспозиции (W_e), с учетом влияния экспозиции и типа растительности (W_n)

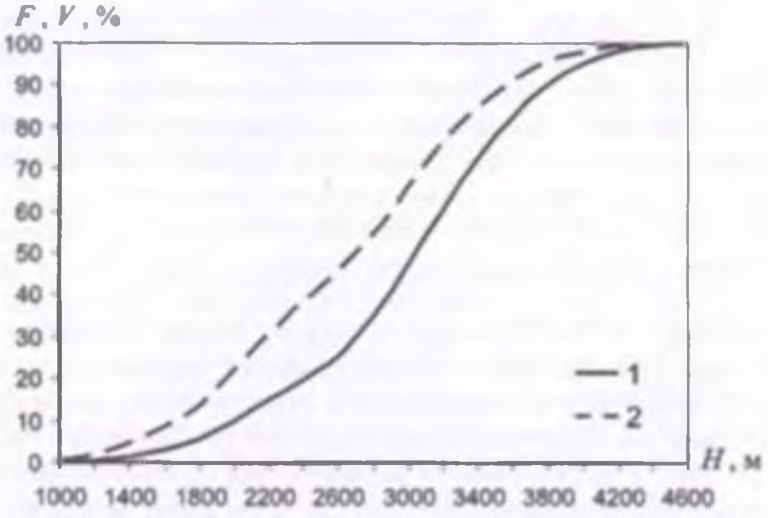


Рис. 27. Интегральные кривые распределения снежных ресурсов (1) и по площади (2) по абсолютной высоте ыв бассейне р. Нарын

Более 46% суммарной площади бассейна занимают восточные и западные склоны и лишь немногим более четверти всей площади бассейна приходится на северные склоны ($315° < A_z < 45°$), где максимальные снегозапасы эквивалентны среднезональным.

Вторая особенность заключается в однообразии типов поверхности склонов: около 85% площади бассейна приходится на луговые поверхности, тогда как на площади, покрытые кустарником, – лишь 3 % поверхности бассейна, а лесные угодья занимают менее 1 % суммарной площади.

В этих условиях главной причиной территориальной дифференциации снежных ресурсов в бассейне р. Нарын является влияние ориентации склонов, роль же типов их поверхности невелика. Это отчетливо проявляются в итоговых результатах определений: учет влияния ориентации склонов ведет к уменьшению снежных ресурсов более, чем на 2,6 км^3, т. е. на 30 % в сравнении с вычисленными по среднезональным снегозапасам (табл. 15). Дополнительный учет влияния типа поверхности склонов сказался много меньше: суммарные снежные ресурсы, вычисленные с учетом ориентации и типа поверхности склоно,в лишь на 2,5 % меньше выявленных только с учетом влияния первого фактора (табл. 15).

Судя по результатам определений, почти 50 % суммарных снежных ресурсов бассейна р. Нарын формируется в высокогорном поясе – выше 3000 м, на долю которого приходятся менее 30% суммарной площади бассейна (**рис. 26**). Именно здесь формируется подавляющая часть талого снежно-ледникового стока, определяющего гидрологический режим всего бассейна. Следовательно, именно эта территория представляет наибольший интерес с точки зрения познания природных закономерностей, определяющих условия формирования возобновляемых водных ресурсов. К сожалению, именно эта территория практически не освещена данными режимных наблюдений и наименее изучена.

Выполненные исследования подтверждают выводы о решающей роли талых снеговых вод в формировании возобновляемых водных ресурсов. Снежные ресурсы, вычисленные без учета влияния локальных факторов, составляют около 63 % годового стока р. Нарын на выходе реки из гор (в створе с. Алексеевка). Это практически совпадает с результатами оценки доли снеговой составляющей в годовом стоке рек, рассчитанной на основе расчленения гидрографа стока [Шульц В.Л., 1965; Щеглова О.П.,1960 и др.], и свидетельствует о достоверности результатов определений максимальных снегозапасов и снежных ресурсов, выполненных по нашей методике. Отметим, что с учетом влияния локальных факторов эта доля снижается до 41 %.

Таким образом, снежные ресурсы, вычисленные с учетом влияния наиболее значимых локальных факторов, почти на 35 % меньше выявленных по среднезональным-фоновым значения максимальных снегозапасов. Вместе с тем приведенные результаты оценки роли талых снеговых вод в формирования стока нельзя признать окончательными. В реальных условиях доля снеговых вод в стоке р. Нарын определяется величиной более упомянутых 41 %. Дело в том, что значительная часть

снеговой влаги на склонах южной четверти горизонта аккумулируется в мерзлом слое почв и у подошвы склона на контакте свободная от снега поверхность – устойчивый снежный покров и участвует в последующем в формирования стока. Так, многолетние экспериментальные исследования баланса снеговой влаги на горных склонах показали, что в условиях среднегорного пояса Северного Тянь-Шаня лишь около 50 % сумм осадков холодного периода расходуется на испарение с поверхности южных склонов. Оставшаяся часть, аккумулированная в промерзшем почвенном слое и у подошвы южного склона, участвует в последующем в формировании стока [Соседов И.С., 1967].

С учетом этих результатов реальную долю талых снеговых вод в стоке р. Нарын можно оценить минимум в 50 %. Более надежная оценка возможна лишь на основе продолжительных экспериментальных исследований, что в современной экономической ситуации невозможно.

Таким образом, реальные снежные ресурсы зоны формирования стока значительно меньше выявляемых без учета влияния локальных факторов. Тем не менее, решающая роль в формировании возобновляемых водных ресурсов бассейна р. Сырдарии принадлежит талым водам сезонного снежного покрова. Вместе с ледниковыми водами доля талых вод в формировании водных ресурсов бассейна составляет не менее 65%.

Подавляющая часть снеговых ресурсов и талого стока формируется в пределах высокогорного пояса (выше изогипсы 3000 м), доля которого в суммарной площади бассейна, как правило, составляет 15-30 %. В связи с этим организация гляциогидрофизического мониторинга в условиях высокогорья приобретает особую актуальность.

2.5. Снежные ресурсы бассейнов рек Южного Казахстана

2.5.1. Орография и особенности рельефа

Горы Южного Казахстана относятся к области герцинской складчатости, испытавшей длительное время платформенный этап развития. Горы на месте эпигерцинской платформы возникли в результате тектонических процессов в неоген-четвертичное время. Рельеф рассматриваемой территории Южного Казахстана развивается аналогично рельефу Северного Тянь-Шаня.

Основной орографической единицей казахстанской части Западного Тань-Шаня является хр. Огем, простирающийся с юго-запада на северо-восток на расстояние почти 90 км. Средняя высота его водоразделов равна 3500 м, отдельные вершины поднимаются выше 4000 м. На севере от него отходят в западном направлении хребты Киши Аксу и Алатау. На стыке с хр. Огем их высота составляет 3600-3800 м, а к западу, они понижаются до 1800-2000 м. К юго-востоку от хр. Огем параллельно ему проходит хр. Майдантал высотой 4000-4100 м, а к юго-западнее – хр. Каржантау, повышающийся от 1900-2000 м – на северо-востоке до

2800 м на юго-западе. Западнее высокогорного массива хр. Огем имеется ряд обособленных низкогорных хребтов широтного и северо-западного простирания: Бараллайтау, Каракуыс, Алатау и Казыгурт высотой не более 1600-1700 м.

2.5.2 Ландшафтная поясность и характер поверхности склонов

В горных районах Южно-Казахстанской области можно выделить четыре высотных ландшафтно-геоморфологических пояса: низкогорный, среднегорный, высокогорный со следами древнего оледенения и высокогорный с современными ледниками. Выделенные пояса различаются морфоскульптурой склонов, состоянием подстилающей поверхности, уклонами и глубиной расчленения.

Низкогорный пояс расположен ниже 1800 м. В него входят хребты Бараллайтау, Каракуыс и Казыгурт. На периферии высокогорных массивов этот пояс встречается фрагментами. Для низкогорного пояса характерна небольшая глубина расчленения рельефа – в среднем 300 м. Крутосклонный густорасчлененный рельеф приурочен к водораздельным участкам низкогорных хребтов, занимая 500 км^2. Предгорья представляют собой обширные слаборасчлененные пространства с овражно-балочным или холмисто-увалистым рельефом, в пределах которых крутосклонные участки составляют менее 10 % площади.

Среднегорный пояс сплошной полосой охватывает горную систему хребтов Огем, Каржантау, Улушор, Алатау и Киши Аксу. Он распространен на высотах от 1800 до 3000 м и занимает около 2000 км^2. Преобладает крутосклонный глубокорасчлененный тип рельефа с узкими днищами и водоразделами. Средняя высота склонов от 300 м в нижнем до 700 м в верхней части пояса. Максимальная высота склонов над дном долин – 1500 м и более. Средняя крутизна склонов – 35°. Около 15 % территории имеют уклоны свыше 40°. Выровненные слаборасчлененные поверхности с овражным типом рельефа встречаются небольшими фрагментами, преимущественно в нижней части пояса.

Высокогорный пояс со следами горного оледенения отличается от среднегорного наличием долин с широкими днищами, заполненными моренным материалом древних ледников. Этот пояс занимает 750 км^2 на водораздельных пространствах хребтов Огем, Майдантал и Алатау. Средняя высота склонов – 700 м, максимальная – более 1500 м, а их средняя крутизна – 37°.

Высокогорный пояс с современными ледниками находится на наиболее возвышенных водораздельных участках хребтов Огем и Майдантал. Для него характерны широкие днища троговых долин, цирков и каров, занятые ледниками, над которыми возвышаются крутые скальные склоны. Водоразделы долин имеют вид узких зубчатых гребней. Средняя высота склонов составляет 500 м, средний уклон – 35°. Площадь пояса равна 440 км^2.

С увеличением абсолютной высоты происходит смена преобладающих типов поверхности склонов. В низкогорном поясе ими становятся травянистые поверхности и разреженные арчевники. Верхней границей распространения арчи является высота 2800 м. Большая часть склонов среднегорного пояса занята лугами. В высокогорном поясе с ростом абсолютной высоты увеличивается доля склонов, занятых каменными россыпями, скалами, ледниками и фирновыми полями. Площадь лугов резко сокращается выше 3000 м, хотя луговые участки встречаются до высоты 3400 м. Языки самых крупных долинных ледников опускаются до 3000 м, но наибольшее распространение ледовых и фирновых поверхностей наблюдается выше 3700 м, где они занимают почти 50 % территории.

2.5.3. Максимальные снегозапасы

Фактическая информация о снежном покрове зоны формирования стока бассейнов рек Шу, Талас, как и горной территории Южно-Казахстанская области крайне ограничена. Лишь для бассейна р. Балдыбрек, где систематически проводятся снегосъемки и имеется несколько суммарных осадкомеров в высокогорье, распределение максимальных снегозапасов более или менее надежно выявляется по фактическим данным. Поэтому для большей части территории снегозапасы рассчитаны по методике, изложенной в монографии [Северский И. В., Благовещенский В. П. и др., 2006]. Результаты определений нормы максимального снегонакопления W (средние высотно-поясные значения) в бассейнах рек Шу и Талас и в горах Южного Казахстана представлены в табл. 16 и 17 соответственно.

В этих таблицах величины W не отражают влияние ветрового снегопереноса. В горах данной территории оно становится существенным только выше границы леса, где юго-западные ветры перемещают большую часть снегозапасов на северные и северо-восточные склоны. Осо-

Таблица 16. Норма максимального запаса воды в снежном покрове зоны формирования стока рек Шу и Талас

Бассейн реки	Абсолютная высота H (км) и соответствующие значения W (мм)															
	0,8	1,0	1,2	1,4	1,6	1,8	2,0	2,2	2,4	2,6	2,8	3,0	3,2	3,4	3,6	3,8
	Бассейн р. Шу															
Чон-Кемин	-	30	-	30	35	40	50	65	75	90	110	130	170	210	245	280
Аларча	-	40	-	40	50	55	65	75	80	90	100	115	130	140	160	180
Карабалта	-	-	-	60	65	70	80	90	100	115	140	160	175	190	-	-
	Бассейн р. Талас															
Учкошой	-	-	-	-	-	-	-	60	70	80	130	175	-	-	-	-
Талас в целом	-	-	-	40	55	65	80	95	110	130	170	210	270	325	-	-

Таблица 17. **Норма максимального запаса воды (*W*, мм) в снежном покрове горных районов Южного Казахстана**

Бассейн реки	Абсолютная высота *H* (км) и соответствующие значения *W* (мм)															
	0,8	1,0	1,2	1,4	1,6	1,8	2,0	2,2	2,4	2,6	2,8	3,0	3,2	3,4	3,6	3,8
Баллыбрек	50	70	85	95	130	170	220	260	300	340	390	460	580	730	920	120
Сайрамсу	50	65	80	100	120	150	180	210	255	290	365	440	550	710	915	-
Балам	50	65	80	100	120	150	180	210	255	290	365	440	550	710	912	-
Жабаглысу	50	70	85	95	120	140	180	215	265	310	380	460	580	730	920	120
Аксу, Машат	50	60	80	100	110	135	160	195	245	280	355	425	510	670	890	-
Огем	70	95	110	140	175	215	260	325	410	490	585	695	815	965	1140	-
Бараллай	90	110	140	180	220	290	360	460	(600)	-	-	-	-	-	-	-

бенно интенсивно ветровое перераспределение снега идет в пригребневой зоне. Здесь, наряду с юго-западным снегопереносом, наблюдается снос снега с водораздельных участков на более низкие уровни под действием склоновых ветров, поэтому максимальные величины снегозапасов обычно приурочены к подножиям склонов, обрамляющих верховья долин главных рек, на 200 – 400 м ниже водораздельных гребней.

Для горных территорий Южно-Казахстанской области характерны сравнительно небольшие межбассейновые различия снежности. Существенно выделяется только бассейн р. Огем (табл. 17), где максимальные снегозапасы значительно больше, чем в других бассейнах. Особенно велики различия (до 200 мм) в среднегорно-высокогорной части.

2.6. Снежные ресурсы бассейнов рек Тобыл, Есиль, Нура

Первый снег на территории Тобыл-Торгайского, Есильского, Нура Сарысуского водохозяйственных бассейнов выпадает в среднем в третьей декаде октября, в отдельные годы первые снегопады наблюдались в конце сентября. В годы с поздними зимами первый снег выпадает лишь в середине ноября. Соответственно колеблются и крайние даты установления устойчивого снежного покрова – от второй декады октября до середины декабря (табл. 18). Наиболее ранняя зима отмечалась в 1976 г. – на большей части территории снежный покров установился 14 октября, а примером поздней зимы является 1967 г., когда устойчивый снежный покров сформировался только в декабре [Метеорологические ежегодники, 1966-1979]. В среднем устойчивый снежный покров устанавливается через 10-15 дней после выпадения первого снега, в среднем 5-30 ноября на большей части рассматриваемой территории, когда среднесуточная температура воздуха понижается примерно до -5°С [Ресурсы поверхностных вод..., 1953; 1959 -а; 1959 -б; 1960]. Продолжительность залегания снежного покрова на территории бассейнов рек Есиль, Тобыл, Торгай, Нура и др. в среднем составляет 130-160 сут. (**рис. 28**).

Таблица 18. Сроки установления и разрушения устойчивого снежного покрова в бассейнах рек Тобыл, Есиль, Нура, Сарысу

Станция	Период осреднения	Дата образования устойчивого снежного покрова			Дата разрушения устойчивого снежного покрова		
		ранняя	средняя	поздняя	ранняя	средняя	поздняя
Петропавловск	1937-2008	24.10	06.11	02.12	22.03	06.04	30.04
Атбасар	1959-2008	14.10	10.11	05.12	22.03	07.04	20.04
Кокшетау	1965-2008	14.10	10.11	06.12	05.03	30.03	24.04
Костанай	1935-2008	13.10	13.11	13.12	13.03	31.03	24.04
Астана	1935-2008	16.10	13.11	17.12	6.03	3.04	23.04
Караганды	1935-2008	02.10	13.11	29.12	7.03	28.03	20.04

Весеннее таяние снежного покрова начинается обычно еще при отрицательных температурах воздуха под влиянием прямой солнечной радиации и вначале протекает очень медленно, чередуясь с интенсивными ночными заморозками. Этот период снеготаяния продолжается

Рис. 28. Средняя продолжительность залегания устойчивого снежного покрова в Тобыл-Торгайском, Есильском, Нура-Сарысуском водохозяйственных бассейнах (1966-2000 гг.). 1- реки, озера; 2- изолинии; 3- государственная граница

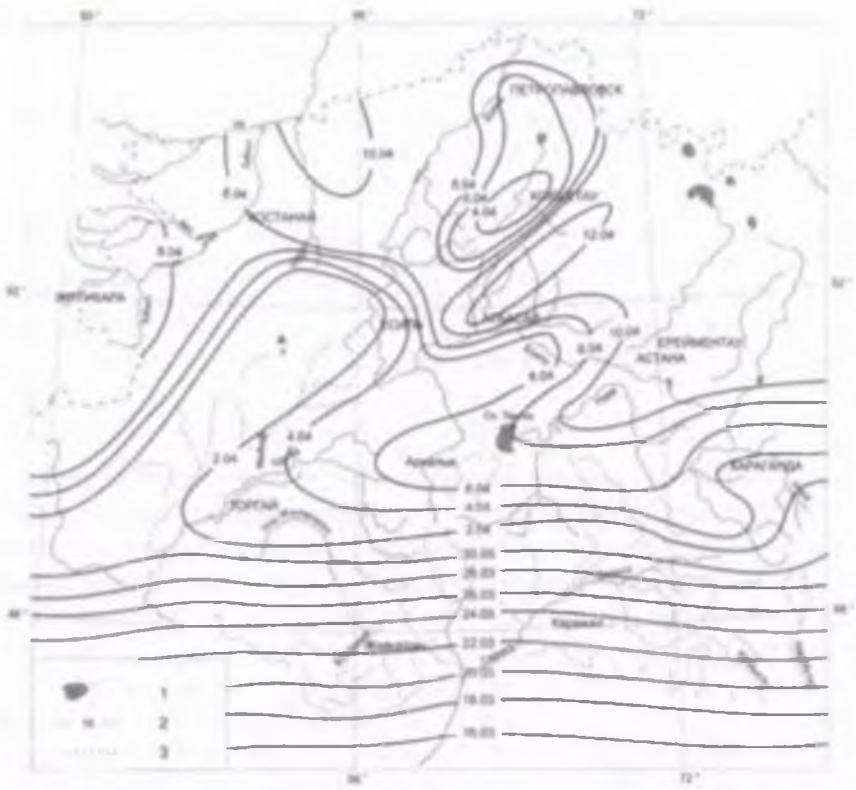


Рис. 29. Средние даты разрушения устойчивого снежного покрова в Тобыл-Торгайском, Есильском, Нура-Сарысуском водохозяйственных бассейнах (1966-2000 гг.). Условные обозначения те же, что и на рис. 28

обычно 10-15 дней. С момента наступления положительных дневных температур интенсивность снеготаяния резко увеличивается и оставшийся снег сходит на открытых местах за 3-5 дней. Чаще всего снежный покров стаивает в конце марта – начале апреля, но нередко после этого снег выпадает вновь. В ранние весны (например, 2002 г.) снежный покров на рассматриваемой территории сходит в течение марта, а при затяжной весне устойчивый снежный покров разрушается только во второй-третьей декаде апреля (1998 г.). В среднем на большей части территории устойчивый снежный покров сходит в третьей декаде марта – первой декаде апреля (**рис. 29**). Основное нарастание высоты снежного покрова и запасов воды в нем происходит в первой половине зимы, и к середине января обычно уже определяется знак отклонения снегозапасов от нормы. Для второй половины зимы (февраль-март) характерна большая продолжительность (1-1,5мес., иногда до 2 мес.) периода со снегозапасами, близкими к максимальным. Более значительный снежный покров перед началом весеннего снеготаяния обычно наблюдается на севере территории – 20-25 см.

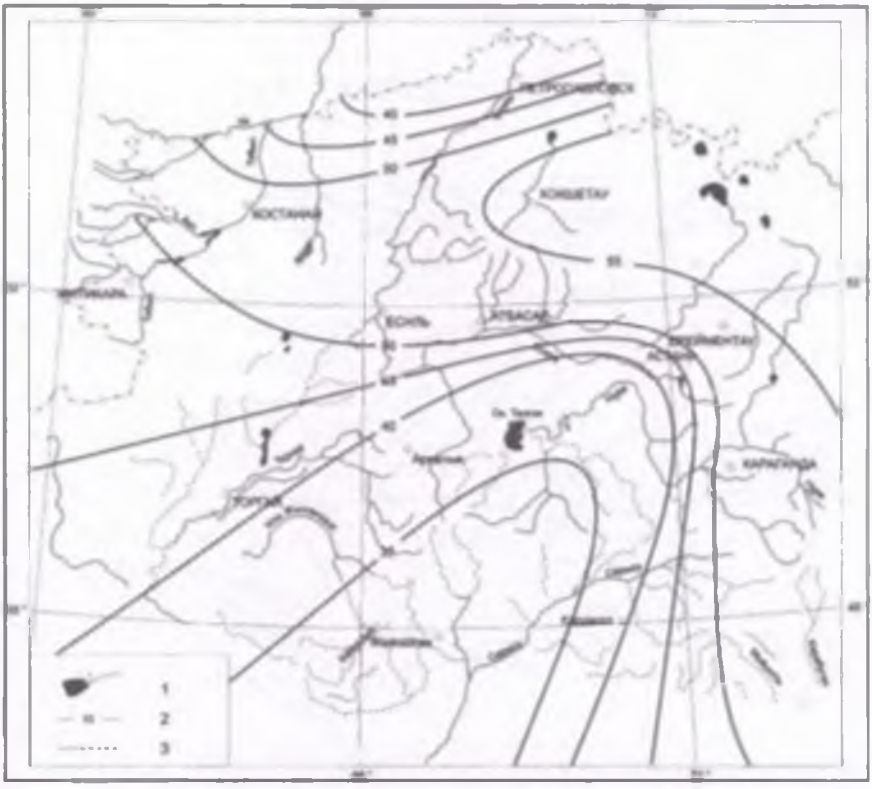


Рис. 30. Наибольшая высота снежного покрова к началу весеннего снеготаяния (в см) в Тобыл-Торгайском, Есильском, Нура-Сарысуском водохозяйственных бассейнах. Условные обозначения те же, что и на рис. 28

На большей части территории снегозапасы достигают наибольшей величины обычно во второй-третьей декале марта, в годы с ранней весной – в феврале, а с затяжной весной – в первой декаде апреля. Максимальная высота снежного покрова по территории перед началом весеннего снеготаяния достигает 25-35 см и более. Снежный покров распределяется неравномерно. В бассейне р. Есиль (на севере и северо-западе Северо-Казахстанской области) его высота составляет 25-30 см, к востоку уменьшается до 20 см. Южнее, на Кокшетауской возвышенности, к середине марта формируется снежный покров толщиной 25-35 см и более. В истоках р. Есиль и в бассейне р. Нура средняя высота снежного покрова составляет 20-25 см, а в повышенных частях Казахского мелкосопочника достигает 35 см и более. В бассейне р. Тобыл (на севере Костанайской обл.) средняя высота снежного покрова – 30 35 см.

В малоснежные зимы максимальная высота снежного покрова не превышает 20 см в северной половине региона и 10-15 см на остальной части. В многоснежные зимы максимальная высота снега на данной территории увеличивается до 30-50 см и более (**рис. 30**).

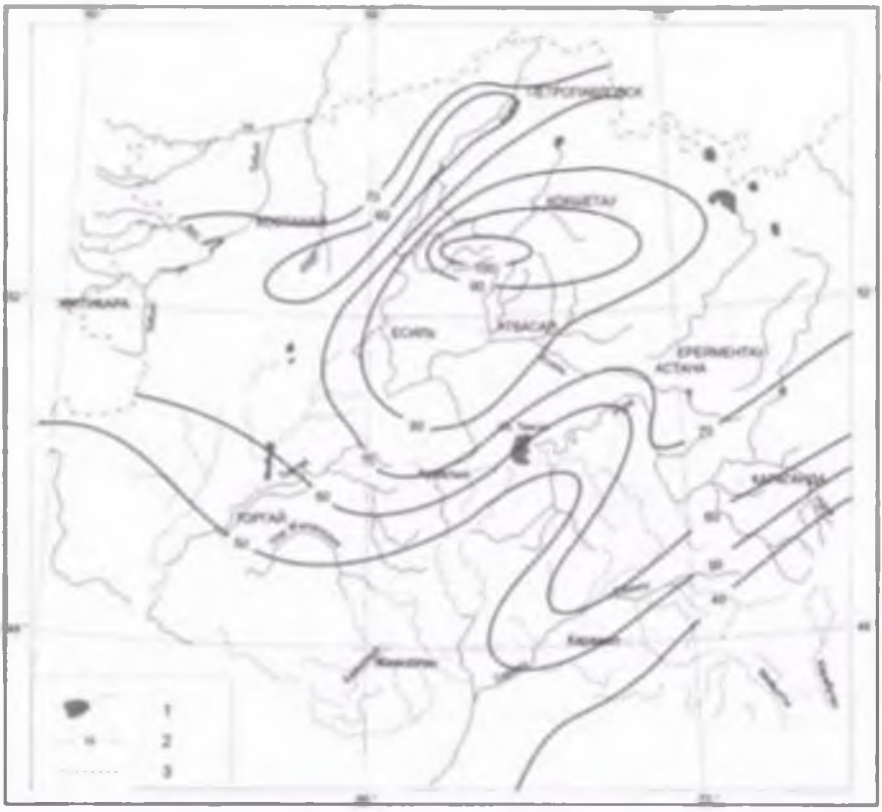


Рис. 31. Средний многолетний максимальный запас воды в снеге (в мм) в Тобыл-Торгайском, Есильском, Нура-Сарысуском водохозяйственных бассейнах. Условные обозначения те же, что и на рис. 28

Плотность снежного покрова к началу весеннего снеготаяния чаще всего составляет около 0,30 г/см^3. В отдельные зимы плотность снега колеблется от 0,15-0,25 до 0,40-0,45 г/см^3 в зависимости от количества оттепелей и интенсивности ветрового перераспределения снега.

Максимальные запасы воды в снежном покрове на большей части рассматриваемой территории варьируют от 60 до 80 мм, а на Кокшетауской возвышенности, в Каркаралинских горах и Казахском мелкосопочнике повышаются до 100 мм (**рис. 31**). В малоснежные зимы запасы воды в снеге уменьшаются до 30-40 мм. В многоснежные зимы снегозапасы почти повсеместно составляют 100 мм и достигают 120-150 мм (**рис. 32**).

Приведенные характеристики высоты снежного покрова и запаса воды в нем, полученные по данным снегомерных съемок на сети станций и постов Казгидромета, относятся к участкам ровной степи. В других видах микроландшафта высота и водность снежного покрова могут существенно отличаться вследствие значительного переноса снега во время частых буранов и метелей и отложения его в понижениях рельс-

Рис. 32. Максимальные значения запаса воды в снежном покрове в Тобыл-Торгайском, Есильском, Нура-Сарысуском водохозяйственных бассейнах
Условные обозначения те же, что и на рис. 28

фа (западины, лощины, речные русла), а также у различных препятствий (лесные колки, заросли камыша на озерах, наветренные склоны холмов). Согласно результатам исследований, на участках с кустарниковой растительностью снега задерживается в 2-2,5 раза больше, чем на окружающей местности с травянистой растительностью. В руслах малых рек и временных водотоков в многоснежные зимы скапливается в 2-3, а местами в 5-6 раз больше снега, чем на открытой равнинной территории. Снегозапасы, скапливающиеся в зарослях тростника на озерах, в 2-3 раза превышают снегозапасы на прилегающих к озеру участках. Максимальная высота снега на лесных опушках часто достигает 1,5-2 м, превышая в 3-4 раза высоту снега на прилегающих открытых территориях.

Таяние снежного покрова весной начинается обычно еще при отрицательных температурах воздуха (примерно при температуре минус 10°С) за счет инсоляционного тепла, реже – адвективного. Ночью таяние прекращается и образовавшиеся талые воды замерзают. В результате убыль

снегозапасов за 10-15 дней (к началу интенсивного схода снежного покрова) достигает 20-30%. Таяние снега на лесных участках, в руслах рек затягивается на значительно более длительный период (до 2-3 недель). С момента наступления устойчивых положительных температур воздуха интенсивность снеготаяния резко увеличивается.

Рассчитанная по формулам теплового баланса интенсивность таяния снега в конечный период схода снежного покрова (до момента, когда остаются лишь отдельные его пятна) составляет в среднем 10-12 мм/сут., максимальная суточная достигает 35-45 мм/сут. Максимальная часовая интенсивность колеблется от 3 до12 мм.

Согласно исследованиям, проведенным в Карагандинской области, наибольшая суточная убыль снегозапасов может достигать 52 мм/сут. С увеличением высоты местности интенсивность снеготаяния увеличивается. Дожди, проходящие в период снеготаяния, заметно увеличивают интенсивность водоотдачи из снега.

Более интенсивное снеготаяние сказывается на увеличении весеннего стока талых вод при одних и тех же снегозапасах, особенно максимального, так как при этом уменьшаются потери на испарение и просачивание.

Влияние снегозапасов на распределение весеннего стока по территории сказывается в том, что районам с большей нормой снегозапасов (возвышенности, горы) соответствует большая величина весеннего стока. В равнинных малорасчлененных частях района величина снегозапасов значительно меньше и весенний сток мал.

Сплошного фронта снеготания в регионе не наблюдается. Независимо от широты местности снег раньше стаивает на южных склонах возвышенностей и в местах наименьшего его накопления. В районах же наибольшей аккумуляции снег сходит на 5-10 дней позже. Продолжительность снеготаяния по высоте различна. На равнине и в межсопочных понижениях снег почти полностью сходит менее чем за 10-15 сут., а на высотах 500-700 м – 15-25 сут.

Величина запасов воды в снежном покрове, которая может наблюдаться практически ежегодно, в целом невелика и составляет 20-40 мм. 1 раз в 20 лет на большей части территории водохозяйственного бассейна формируются запасы воды от 80 до 140 мм, в возвышенных частях – до 170 мм и более.

Выполненные нами исследования изменчивости сумм осадков холодного периода и характеристик снежности с 1960 по 2008 г. выявили слабо выраженные положительные тренды сумм осадков за период залегания устойчивого снежного покрова, средней высоты снежного покрова за три декады марта, а по большинству метеостанций и максимальных снегозапасов. Однако все выявленные тренды статистически незначимы, поэтому говорить о направленных изменениях упомянутых характеристик нет оснований: при высокой межгодовой изменчи-

вости нормы этих характеристик в течение последних десятилетий оставались устойчивыми. Следовательно, нет оснований предполагать и существенных изменений характеристик естественного стока и водных ресурсов рассматриваемой территории.

2.7. Снежные ресурсы бассейна реки Жайык

Приводимая характеристика снежного покрова Жайык-Каспийского водохозяйственного бассейна основана на результатах анализа данных наблюдений на сети станций гидрометеорологического мониторинга преимущественно с 1966 по 2000 г. [Метеорологические ежегодники, 1966-1979; Справочник по климату СССР, 1968; Ежегодник по снежному покрову, 1950-1964; Научно-прикладной справочник по климату СССР, 1989].

При оценке распределения максимальных снегозапасов на территории бассейна использованы также данные о величинах W, полученные на основе выявленных устойчивых соотношений максимальных снегозапасов и сумм осадков за период залегания устойчивого снежного покрова. На этой основе удалось продлить ряды данных о максимальных снегозапасах, измеренных на сети станций режимного мониторинга по 2008 г. включительно. Самое раннее появление снежного покрова в бассейне возможно уже в первой декаде октября. Самый поздний сход отмечался в третьей декаде апреля, однако снежный покров отличается большой неустойчивостью и в отдельные годы в Прикаспийской низменности, на Арало-Каспийских равнинах и полуострове Мангистау он может отсутствовать.

Устойчивый снежный покров (УСП) на большей части территории бассейнов рек Жайык, Ойыл, Сагыз, Жем и др. образуется в третьей декаде ноября на севере и северо-востоке и во второй – третьей декаде декабря на юге. Самое раннее образование устойчивого снежного покрова отмечается в третьей декаде октября. В некоторые зимы устойчивый снежный покров образуется только в январе даже на севере, в Актюбинской области.

Продолжительность залегания снежного покрова во многом определяется особенностями топографии местности. На открытых пространствах водохозяйственного бассейна снежный покров залегает крайне неравномерно, резко выражены процессы переноса и переотложения снега. Скопление снега наблюдается в понижениях рельефа, и в то же время на обширных ровных пространствах снег может отсутствовать вследствие сдувания или действия зимних оттепелей. Метели, снежные поземки затрудняют движение транспорта.

В среднем за зиму общее число дней со снежным покровом изменяется от 130-150 дней на севере рассматриваемой территории до 60 дней на юге. Период снеготаяния продолжается 10-20 сут. На обширных от-

крытых пространствах Атырауской и Мангистауской областей снежный покров неустойчив. Частые проявления циклонической деятельности приносят изменения погоды, зимние оттепели и приводят к образованию ледяной корки на поверхности снега и развитию гололедицы. Образование ледяной корки наблюдается уже в ноябре и происходит в течение зимы до марта. Толщина ледяных корок достигает нескольких сантиметров.

Средняя из наибольших за зиму высота снежного покрова на большей части бассейна р. Жайык в Казахстане не превышает 20-25 см (по постоянной рейке), 25-35 см (по снегосъемкам) и достигает 55 см в Актюбинской области (МС Родниковка). В третьей декаде ноября снежный покров толщиной 3-6 см появляется на севере бассейна, к концу декабря снежный покров высотой от 2 до 5 см на юге и до 10-25 см отмечается уже на всей территории. Максимальная высота снежного покрова наблюдается в первой-второй декаде февраля на юге и первой-второй декаде марта на севере. На побережье Каспийского моря, где снежный покров бывает не каждый год, наибольшая высота его отмечается в конце января – начале февраля. В северных районах к концу зимы накапливается 20-45 см, на остальной части территории – 8-15 см. В среднем наибольшая за зиму высота снежного покрова на большей части территории бассейна р. Жайык не превышает 30 см.

Высота снежного покрова значительно колеблется из года в год. В малоснежные зимы высота снежного покрова на большей части бассейна едва превышает 2-3 см, а на севере – 12-30 см. В многоснежные зимы она может достигать 30 см и более: в Атырау 36 см, на западе области – 22-28 см, на востоке – 19-51 см, в прибрежных районах – 27-47 см, а на севере Актюбинской области – 30-55 см (МС Родниковка – 83 см). Однако такие зимы очень редки, в среднем не чаще 1 раза в 20 лет.

Декадные измерения высоты снежного покрова по постоянной рейке на площадках метеостанций позволяют оценить многолетнюю изменчивость высоты снежного покрова в период наибольшего снегонакопления. На **рис. 33** представлены графики изменения высоты снежного покрова по декадам с января по март с 1966 по 2000 г. Как следует из представленных данных, для рассматриваемой территории характерны большие межгодовые контрасты снежности. Максимум снегонакопления на юге бассейна наблюдается преимущественно в феврале и смещается на конец марта на севере. Как следует из рис. 33, для двух первых станций – Уральск и Калмыково (Тайпак) со второй половины 1980-х годов общей тенденцией изменения высоты снежного покрова является ее понижение. На юге бассейна (МС Атырау) эта тенденция менее выражена, а по данным МС Актобе с начала 1990-х отчетливо выражен положительный тренд изменений высоты снежного покрова. Таким образом, даже на сравнительно небольшой территории Жайык-Каспийс-

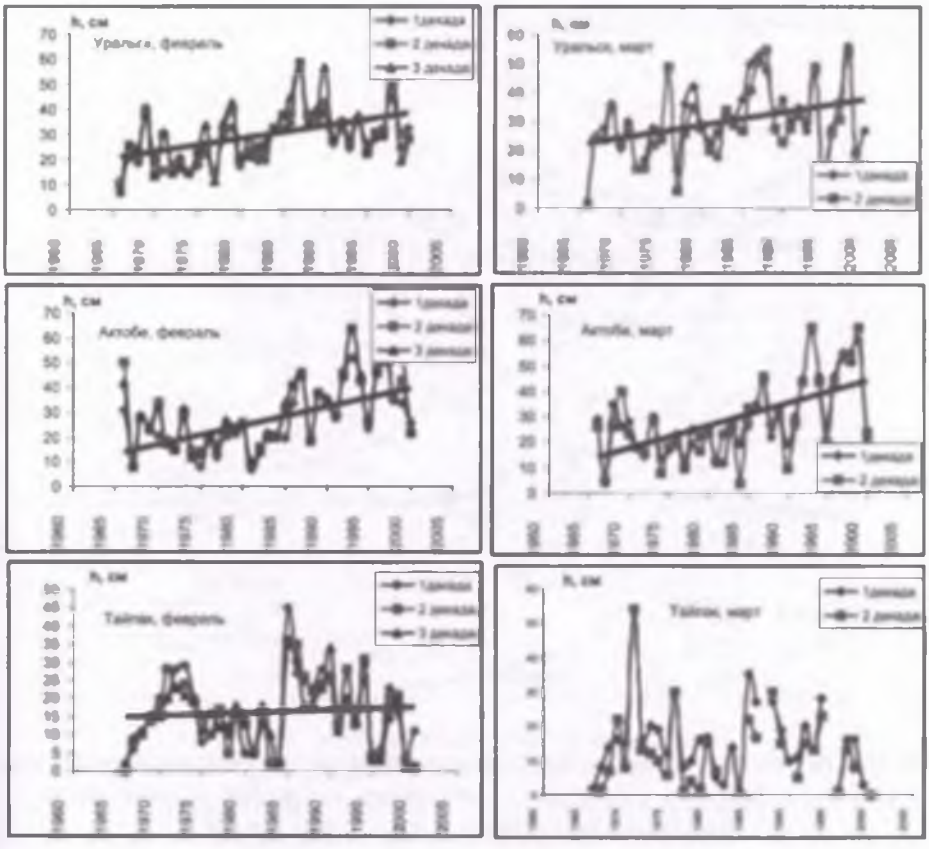


Рис. 33. Изменение высоты снежного покрова по постоянной рейке по декадам январь-март, 1966-2000 гг. Прямая линия – линейный тренд

кого водохозяйственного бассейна проявляются определенные различия динамики снежного покрова.

Вследствие ветрового перераспределения снега для территории данного бассейна характерно чередование ветровых надувов и участков, лишенных снежного покрова и подверженных ветровой эрозии. На распространение снега влияют антропогенные воздействия, прежде всего наличие аэрозолей и диоксида углерода в атмосфере и прямое загрязнение снежного покрова. Значительные территориальные изменения высоты, плотности и водности снежного покрова способствуют формированию различного гидротермического режима грунтов и таким образом влияют на особенности распределения почвенно-растительного покрова и условия формирования стока в период снеготаяния.

На большей части бассейна запас воды в снежном покрове составляет в среднем 40-60 мм. В южных районах максимальные снегозапасы не превышают 40 мм. Наибольших значений они достигают к моменту

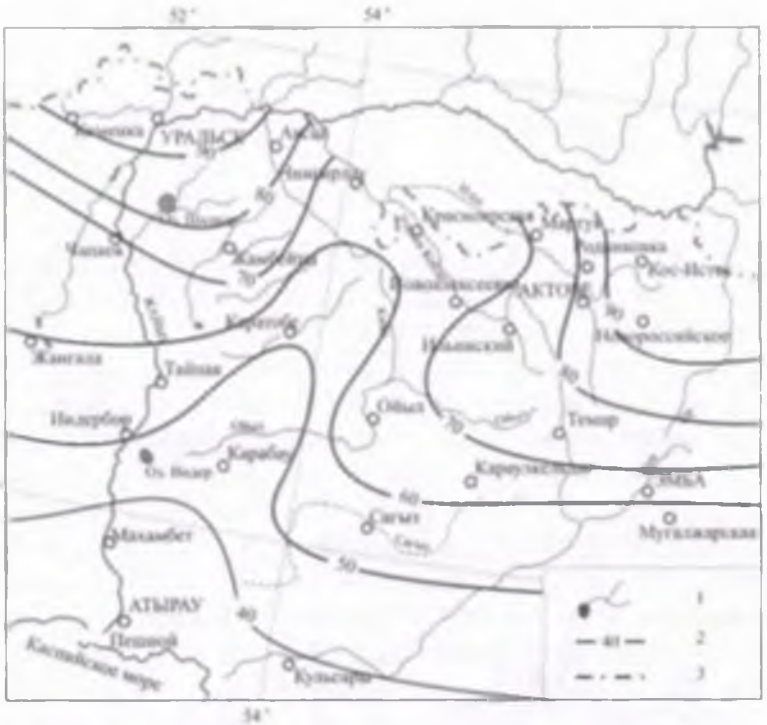


Рис. 34. Средние многолетние величины снегозапасов на максимум снегонакопления в бассейне р. Жайык. 1 - реки, озера; 2 - изолинии; 3 - государственная граница. Условные обозначения те же, что и на рис. 28

снеготаяния в третьей декаде февраля – первой и второй декаде марта (**рис. 34**).

Для бассейна характерны большие межгодовые контрасты снежности. По данным снегосъемок экстремальные максимальные снегозапасы могут отличаться в 5 раз и более. В малоснежные зимы на севере района снегозапасы могут составить менее 20-50 мм, на юге – менее 10 мм либо устойчивый снежный покров отсутствует вовсе. В многоснежные зимы снегозапасы увеличиваются до 160-180 мм и более (МС Родниковка – 335 мм, МС Каменка – 246 мм) на севере и до 50-80 мм и более в южных районах (**рис. 35**).

Сравнительный анализ динамики максимальных снегозапасов позволяет заключить, что при характерной для бассейна высокой межгодовой изменчивости значений W их средние многолетние величины остаются устойчивыми. Выявляемые по данным большинства станций слабовыраженные положительные тренды (**рис. 36**) статистически незначимы.

Только на одной метеостанции – МС Тайпак (Калмыково) линейный тренд имеет отрицательный знак, что свидетельствует о некотором

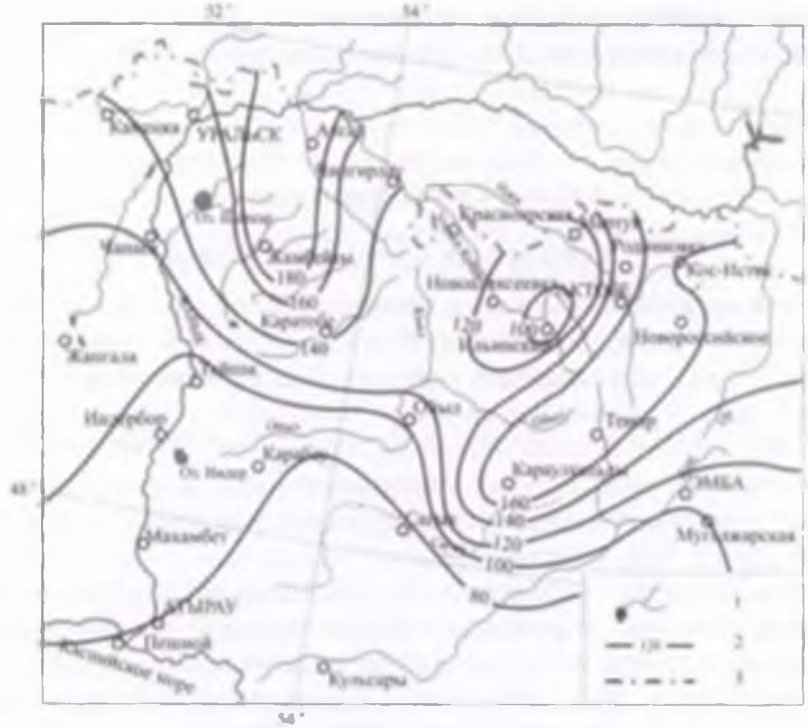


Рис. 35. Максимальные значения запаса воды
в снежном покрове в бассейне р. Жайык.
1- реки, озера; 2- изолинии; 3- государственная граница.
Условные обозначения те же, что и на рис. 28

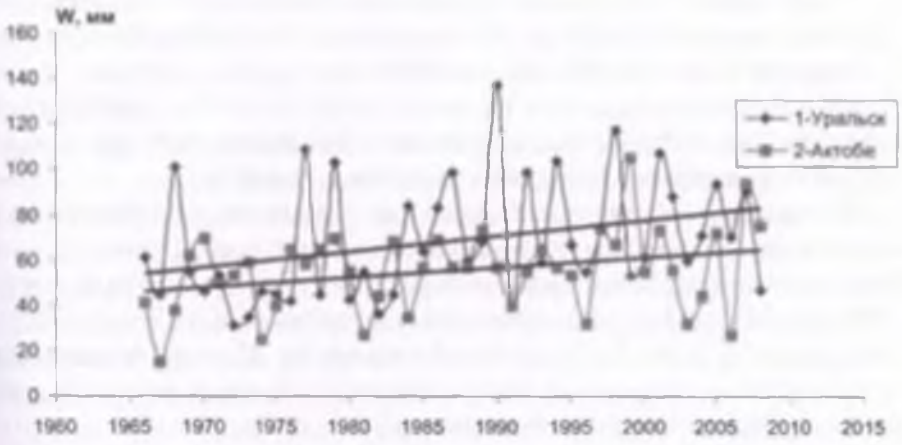


Рис. 36. Изменение запаса воды в снежном покрове за 1966-2008 гг.
на ряде станций Жаныk-Каспийского водохозяйственного бассейна.
Прямые линии – линейный тренд

уменьшении снегозапасов. При этом межгодовая изменчивость данной величины очень высока, разброс значений составляет 5-80 мм, что значительно больше наблюдаемого сокращения.

2.8. Снежные ресурсы казахстанской части бассейна реки Ертис – Алтай и Сауыр-Тарбагатай

2.8.1. Особенности орографии и рельеф

Казахстанский Алтай является западной частью Алтайского сводово-глыбового нагорья. Древние геоструктуры Алтая сформировались в основном в эпохи каледонской и герцинской складчатостей и вытянуты к северо-западу. Современное сводовое поднятие возникло в неогене – начале плейстоцена. В плейстоцене рельеф района претерпел три стадии развития: доледниковую (доплейстоцен), ледниковую (средний и поздний плейстоцен) и послеледниковую (голоцен) [Равнины и горы Средней Азии и Казахстана, 1957].

В результате неотектонических движений произошло сводовое поднятие древней увалистой денудационной равнины с участками сглаженных низких и средневысотных гор с относительными высотами 300-700 м [Равнины и горы ..., 1957]. Оно было сложено дифференцированными перемещениями по возрожденным глубинным разломам, которые окаймляют и секут морфоструктуры. От древнего выровненного рельефа сохранились обширные участки на вершинах гор и котловинах.

Общая амплитуда дифференцированных тектонических вертикальных перемещений по разломам за неоген-четвертичное время достигает 1000-3800 м [Равнины и горы ..., 1957]. В результате неотектонического горообразования на древние морфоструктуры северо-западного простирания были наложены морфоструктуры широтного простирания.

Современный рельеф Алтая сформировался в результате эрозионного расчленения сводового поднятия древней денудационной поверхности, ледниковой экзарации высокогорных долин, нивальной и денудационной морфоскульптурных обработок склонов.

На Западном Алтае преобладает эрозионно-денудационный глубокорасчлененный рельеф. Речные долины с крутыми склонами и узкими днищами врезаны в древнюю денудационную поверхность на глубину 500-1000 м. Остатки этой поверхности сохранились на водоразделах хребтов Холзун, Коксу, Ульби, Оба и Ивановский. По периферии участки поверхности выравнивания расчленены неглубокими ледниковыми карами с крутыми скалистыми стенками.

В Центральном Алтае в районе г. Белуха распространен глубокорасчлененный ледниковый рельеф. Долины глубиной 1000-1500 м имеют вид трогов с широкими днищами, заполненными моренами и современными ледниками.

Хр. Калба в центральной части представляет собой холмистое невысокое нагорье, расчлененное по краям эрозионной сетью узких речных долин глубиной до 500 м.

Хребты Саур-Манырак и Тарбагатай являются каледонским антиклинорием, унаследовано развивающимся и в герцинское время [Равнины и горы ..., 1957]. Поднятие хребтов происходило в мезозое и новейшем тектоническом периоде. Рельеф рассматриваемых хребтов осложнен разломами. На водоразделах сохранились останцы древней поверхности выравнивания. Склоны хребтов расчленены узкими эрозионными долинами глубиной 500-700 м. В восточной части хр. Сауыр расположен небольшой массив современного карово-долинного оледенения.

2.8.2. Ландшафтная поясность и характер поверхности склонов

Ландшафтная поясность предопределяет особенности территориального распределения снежного покрова. Каждому типу ландшафтов присущи свои показатели природных факторов: атмосферных осадков, температуры воздуха, направления и скорости ветра, глубины расчленения рельефа, теплофизических свойств грунтов, шероховатости поверхности слонов, растительности. В совокупности они обусловливают особенности распределения и режима снежного покрова с относительно плавным изменением по абсолютной высоте и присущими горному рельефу горизонтальными контрастами снежности, обусловленными влиянием экспозиции склонов и типа растительности.

Ландшафты Восточного Казахстана, к которому относятся Алтай, Сауыр и Тарбагатай, подробно описаны в монографии [Куминова А.В., 1960]. В Восточном Казахстане выделяются такие физико-географические районы, как Рудный и Онтустык Алтай, Сауыр и Тарбагатай.

На территории Рудного Алтая распространены следующие типы горных ландшафтов: степной, лесостепной, лесной, луговой и нивальный. Горно-степной тип ландшафтов приурочен к низкогорной зоне на абсолютных высотах до 600-800 м. Здесь преобладает рельеф с мягкими и плавными формами. Для придолинных участков характерно интенсивное эрозионное расчленение. Высокая летняя температура воздуха и относительное малое количество осадков обусловливают формирование степных ландшафтов. В более увлажненной северо-западной части расположены луговые степи, часто в сочетании с кустарниковыми группировками. По днищам и нижним частям склонов долин развиты перелески из мелколиственных пород.

Горный лесостепной тип характеризуется полого-увалистым рельефом с высотными отметками от 700 до 1800 м. Поверхность склонов хорошо задернована. Растительность представлена злаково-разнотравными ассоциациями и кустарниково-древесными группировками. Проективное покрытие составляет 90%, средняя высота травостоя – 60 см.

Древесно-кустарниковые группировки включают заросли березы, осины, черемухи, ивы с подлеском из жимолости, шиповника и спиреи.

Лесные ландшафты занимают 42% площади Рудного Алтая и формируются в условиях низкогорного и среднегорного рельефа. Верхняя граница лесных ландшафтов (1800-2100 м) лимитируется температурными условиями, а нижняя (600 м) – количеством выпадающих осадков. Лиственные леса вверх по склонам сменяются хвойными с преобладанием лиственницы, пихты, ели с примесью кедра и сосны. На свободных от леса участках и особенно на южных склонах произрастают большетравные разнотравно-злаковые луга. В подлеске повсеместно встречаются жимолость, смородина и спирея. Из древесинных пород доминируют пихта сибирская, кедр и лиственница. Выше границы леса в среднегорье формируются больше травные субальпийские луга, разнотравную основу которых составляют гераневые, зонтичные, а злаковую – мятлики, ежа, пырей ползучий.

Выше 2800 м находятся высокогорные ландшафты, занимающие около 1 % территории Рудного Алтая. Низкие летние температуры, сравнительные небольшие суммы тепла за летний период обусловливают развитие альпийской и тундровой луговой растительности. На горно-луговых и торфянистых почвах произрастают низкотравные кобрезиевые и манжетковые луга с участием арчи, карликовой ивы и березы. Выше альпийских лугов на каменных россыпях и гольцах растут только мхи и лишайники.

Южный Алтай расположен южнее долины Нарын-Буктырма. Он выдвинут в область сухих степей и полупустынь Казахстана и получает значительно меньше осадков, чем Рудный Алтай. Высокогорные внутригорные котловины зимой сильно охлаждаются, высота снежного покрова здесь не велика.

Горно-степные ландшафты среднегорья образуют значительные массивы в пределах хребтов Нарын и Куршим, где на ряду с участками сильного расчлененного рельефа развиты поверхности выравнивания. Эти ландшафты заметно тяготеют к южным склонам хребтов на высотах от 1300 до 2000 м. Для горно-степных ландшафтов типичны типчаково-полынные и ковыльно-типчаково-полынные группировки на примитивных горных каштановых щебнистых почвах. Верхний ярус растительности представлен формациями караганы и шиповника. Узкие долины и суходолы вносят существенное разнообразие в характер растительности склонов березовыми куртинами.

Горно-лесные ландшафты приурочены к районам тектонических поднятий (1400-2300 м), к областям глубокорасчлененного среднегорья с водораздельными поверхностями и относительно мягкими формами рельефа, выработанными в песчаниках, сланцах, кварцитах и гранитах. Нередко они занимают крутосклонное среднегорье с узкими гребнями водораздельных линий. Основные хвойные породы – пихта, кедр и ель.

Лиственные породы (береза и осина) распространены незначительно, занимая вырубки, гари и полосы вдоль берегов рек.

Горно-луговые ландшафты занимают средний ярус хребтов Сарымсакты, Тарбагатай, Онтустык Алтай и Куршим на высотах от 1900 до 2600 м. Прохладное и короткое лето обуславливает разреженный древостой, деревья становятся низкорослыми, в травостое увеличивается доля разнотравья и специфических высокогорных видов. Почвы горно-луговые, с крепко задернованным поверхностным горизонтом, близко подстилаемым щебнем. Травяной покров густ, но низок (в среднем 30-50 см). Горно-луговые ландшафты с высотой переходят в горные тундры, где на очень маломощных, но влажных почвах луговая растительность сменяется моховым и лишайниковым покровом с редкими приземистыми кустарниками карликовой березы круглолистной и ивы.

Высокогорные нивальные ландшафты приурочены к участкам максимальных поднятий хребтов Сарымсакты, Онтустык Алтай, Тарбагатай, Куршим и Сарытау с крутосклонным, сильно расчлененным альпинотипным рельефом. Нижняя граница ландшафтов проходит на уровне языков ледников. Природные комплексы развиваются под действием нивации, солифлюкции, ледниковой экзарации и аккумуляции. Биогенный компонент ландшафтов представлен единичными экземплярами растений и лишайниками. Почвенный покров отсутствует.

Хребты Сауыр и Тарбагатай расположены южнее впадины Жайсан. До высоты 1000 м в их предгорьях распространены полупустынные ландшафты с караганово-полынно-тырсовой растительностью на светло-каштановых почвах. Низкогорье и часть среднегорья до высоты 2000 м заняты степями с кустарниками на горных черноземах. Леса из лиственницы с примесью кедра поднимаются до 2500-2600 м. Выше лесов до водораздела на Тарбагатае и до 3100 м на Сауыре идут высокогорные луговые и тундровые ландшафты, которые на Сауыре сменяются нивальными ледниковыми ландшафтами.

2.8.3. Особенности климатических условий

Климат Алтая и Сауыр-Тарбагатая формируется под влиянием общих циркуляционных процессов, развивающихся на полярном фронте. Основную массу атмосферной влаги приносят западные, юго-западные и северо-западные циклоны. Вследствие значительной протяженности рассматриваемой территории в меридиональном направлении все климатические элементы заметно изменяются с севера на юг, что особенно отчетливо проявляется в термическом режиме. Так, средняя годовая температура воздуха января колеблется на Алтае от -13 до -27°С; абсолютный минимум зарегистрирован на метеостанции Зыряновск – -57,5°С.

Сеть метеостанций на рассматриваемой территории недостаточна для надежного выявления поля температуры воздуха, поэтому восполь-

зуемся результатами методических разработок, основанных на определении зависимостей температуры воздуха в горах Средней Азии и Казахстана от абсолютной высоты и географических координат данного пункта [Благовещенский В.П., 1983].

Средняя годовая температура воздуха $t_г$ в предгорьях Алтая (в пределах Казахстана) составляет 1-3°С. Нулевая изотерма проходит на высоте 1000 м на ур. м. Большая часть среднегорья расположена в зоне годовых температур от 0 до -5°С. На территории нагорья Южного Алтая $t_г$ = -5 – -10°С, а на наиболее высоких участках горных хребтов с современными ледниками этот показатель ниже -10°С. Средняя температура воздуха в июле $t_и$ в низкогорной зоне равна 15-20°С, а в среднегорье – 10-15°С. Выше 2000 м она понижается до 5-10°С, в ледниковой зоне – от 0 до -5°С. Средняя температура января $t_я$ в предгорьях и на равнинах Алтая – от -15 до -20°С. Из-за температурных инверсий с высотой она несколько повышается и в зоне 700-1500 м составляет от -10 до -15°С. Выше 1500 м $t_я$ снова понижается и на водоразделах среднегорья достигает -15 – -20°С, а в высокогорье -20 – 25°С. Котловины нагорья Онтустык Алтай являются местными центрами выхолаживания. Здесь отмечаются самые низкие среднеянварские температуры от -30 до -35°С.

В вертикальном распределении минимальных температур воздуха t_{min}, обычно наблюдаемых в январе, наиболее сильно проявляются температурные инверсии, поэтому высотный градиент t_{min} невелик, и во всем диапазоне высот на горных склонах и в открытых долинах минимальные температуры воздуха могут понижаться до -45 – -50°С. Самые низкие значения t_{min} отмечаются в замкнутых котловинах внутренних районов Алтая – минус 50 – минус 55°С.

Отрицательные температуры воздуха выше 1000 м могут наблюдаться даже в середине лета, на водоразделах хребтов выше 3000 м они достигают -10°С. В котловинах Онтустык Алтай в июле возможны заморозки до -4 – -6°С. Продолжительность холодного периода N в низкогорной и в среднегорной зонах Алтая – 150-200 суток в году, а в высокогорье – до 200-250.

На большей части хребтов Сауыр и Тарбагатай средние годовые температуры воздуха составляют от 0 до -5°С, высота нулевой изотермы $t_г$ = 1200 м. На водоразделах, поднимающихся выше 2200 м, $t_г$ = -5 – -10°С, а в восточной части Саура, в ледниковой зоне, от 10 до -15°.

Средняя температура воздуха в июле в предгорьях равна 20°С, на водоразделах Тарбагатая – от -5 до -10°С, в пределах Сауыра – от-0 до -5°С. В январе температурные инверсии в Сауыр-Тарбагатае прослеживаются до 2000 м. До этой высоты $t_г$ = -15 – -10°С, выше она равна от -20 до -15°С, а на высотах более 3000 м в восточной части Саура – от -25 до 20°С. Минимальные температуры воздуха Сауыр-Тарбагатая – от -50 до -45°С, а в котловинах (между хребтами Сауыр и Тарбагатай, Сауыр и Сайкан) от -55 до -50°С. В июле отрицательные температуры воздуха наблюдаются на высотах более 1500 м, выше 3000 м возможно падение

t_{min} до -10°С. Продолжительность холодного периода на большей части Сауыра и Тарбагатая составляет 150-200 дней, на водоразделах этих хребтов соответственно 250-300 и 200-250 дней в году.

Годовое количество осадков на Алтае и Сауыр-Тарбагатае распределяется крайне неравномерно. Кроме типичного для горных стран увеличения сумм осадков по высоте, происходит быстрый их рост в направлении от внутригорных районов Юго-Восточного Алтая до открытых к западным циклоническим вторжениям периферийных бассейнов Северо-Западного Алтая (бассейны р. Ульби и Оба): если на юго-востоке годовые суммы осадков едва превышают 150-170 мм, то в высокогорном поясе достигают 1800 мм [Боровикова Л.Н., 1968; Гальперин Р.И., 1965].

Распределение твердых осадков еще более контрастно. Их доля на Алтае увеличивается от 20 % в предгорном поясе до 80-90 % – в высокогорье, а в районе ледников приближается к 100 %. Годовая сумма твердых осадков $X_т$ в районе г. Белуха достигает 2000 мм. На значительной территории высокогорного пояса в бассейне р. Ульби сумма твердых осадков превышает 1000 мм. В то же время в межгорных впадинах годовые суммы $X_т$ много меньше, например в районе Риддера – лишь 200 мм. Большая контрастность в распределении твердых осадков объясняется влиянием не только абсолютной высоты, но и макроориентацией склонов и положением относительно периферии горной страны.

Как и для других горных районов, для Алтая характерно проникновение влагоносных воздушных масс вглубь гор по долинам крупных рек. Сумма жидких осадков $X_ж$ также увеличивается с высотой, в том же направлении нарастает и неравномерность внутригодового распределения осадков: увеличивается их летний максимум, вторичный (осенний) максимум во внутригорных районах уменьшается. Самые большие вертикальные градиенты сумм жидких осадков присущи предгорно-низкогорному поясу; на северо-западе Алтая они достигают 180 мм/100 м. По мере возрастания абсолютной высоты $X_ж$ быстро уменьшается и приближается к нулю на приводораздельных склонах. В отличие от распределения твердых осадков контрасты в ее распределении более сглажены. Отчетливо проявляется уменьшение жидкой составляющей (на сопоставимых высотах) от периферии вглубь гор.

На наветренных склонах периферийных хребтов Алтая выпадает более 500 мм жидких осадков. В верховьях рек Катын и Берел их сумма достигает 500 мм, но приблизительно с высоты 3000 м она уменьшается и у вершины г. Белуха приближается к нулю. На левобережье Ертиса наибольшие $X_ж$ наблюдаются в центре Калбы – до 400 мм; относительно велики они на Сауыре – до 400 мм. В пределах Тарбагатая – около 300 мм, а меньше всего – в центре впадины Жайсан – до 120 мм. Весьма значительные жидкие осадки во внутригорных впадинах: Лениногорской – до 500-600 мм, в Маркакольской – до 300 мм.

2.8.4. Снежный покров

Контрасты в территориальном распределении твердых осадков на Алтае и Сауыр-Тарбагатае в полной мере присущи и характеристикам снежности. Несмотря на постоянное внимание к вопросам оценки показателей снежности [Болдырев В.М., Гальперин Р.И., 1965; Ревякин В.С., Кравцова В.И., 1973], особенности распределения и режима снежного покрова на Алтае и Сауыр-Тарбагатае изучены недостаточно. Поэтому для решения поставленных задач потребовались дополнительные разработки поисково-методического характера.

Согласно результатам этих исследований [Северский И.В., 1982; Северский И.В., Благовещенский В.П., 1983; 1990; Северский И. В., Благовещенский В. П. и др., 2006], территориальное распределение сроков залегания устойчивого снежного покрова на Алтае и Сауыр-Тарбагатае подчинено закономерностям, выявленным ранее для гор юга СССР [Северский И.В., Благовещенский В.П. 1983; Северский И.В., 1978].

Широтный градиент сроков образования устойчивого снежного покрова составляет здесь 6,15 сут/град, а сроки разрушения снежного покрова изменяются по широте с устойчивым градиентом $dT_р/d_\varphi$=6,3 сут/град. Эти градиенты использованы для приведения данных по всем пунктам к единой географической широте (49° с.ш.). По результатам определений построены зависимости дат образования $T_у$ и разрушения $T_р$ устойчивого снежного покрова от абсолютной высоты. При этом вся имеющаяся для рассматриваемой территории фактическая информация сгруппирована в две зависимости $T_{у,р} = f(H)$ [Северский И.В., Благовещенский В.П., 1990]. Первая отражает вертикальное распределение дат образования и разрушения снежного покрова бассейнов рек Западного Алтая, ориентация долин которых благоприятна для проникновения западных влагоносных воздушных потоков вглубь гор. Вторая зависимость отражает закономерности вертикального распределения исследуемых показателей в орографически закрытых внутригорных районах (верховья р. Буктырмы) и на макросклонах хребтов северной, южной и восточной ориентации (Калба и южных склонах Нарын и Куршим). Для обеих групп районов характерны более тесные зависимости дат образования устойчивого снежного покрова от абсолютной высоты в сравнении с $T_р = f(H)$, так как, кроме обусловленных локальными особенностями каждого пункта наблюдений, здесь проявляются различия в суммарном снегонакоплении, объясняемые особенностями рельефа, характера поверхности склонов (микрорельеф, растительность) и неодинаковой активностью ветрового перераспределения снега.

Расчетные уравнения для первой группы районов:

$$\begin{cases} \Delta T_у = 1.5H + 0.025H^2 \\ \Delta T_р = 0.88H + 0.086H^2, \end{cases} \qquad (15)$$

для второй:

$$\begin{cases} \Delta Ty = 14 - 0.9H - 0.035H^2 \\ \Delta Tp = 0.11H^2 - 1.1H \end{cases}, \qquad (16)$$

где ΔTy и ΔTp – разность между сроками установления (разрушения) устойчивого снежного покрова на высоте 1000 м и расчетной высоте **H**, сут; **H** – абсолютная высота пункта, для которого выполняется расчет искомых показателей, м.

На рассматриваемой территории разность высот приведенной фирновой линии в различных районах превышает 400 м. Положение линии регрессии зависимостей T_y и $T_p = f(H)$ для разных районов до высоты 2800 м надежно выявляется по данным стандартным наблюдений на метеостанциях (постах) района на основе расчетных уравнений (15) и (16), а выше – экстраполяцией на высоту приведенной фирновой линии (климатической снеговой границы) на ледниковых склонах с учетом того, что уже в начале сентября период абляции на ледниках заканчивается.

В открытых к западу бассейнах рек Алтая устойчивый снежный покров на высотах более 2600-2700 м образуется в середине сентября, к концу октября опускается до высоты 1000 м, а к середине ноября устанавливается и в предгорном поясе. Период разрушения устойчивого снежного покрова почти вдвое продолжительнее: в предгорьях это происходит в конце марта – первой декаде апреля, а на высотах более 2500-2600 м – лишь в середине – конце июля.

В бассейнах рек, ориентация которых менее благоприятна по отношению к западным потокам атмосферной влаги (бассейны рек Аккобы, Каракобы, Верхней Буктырмы, левых притоков Ертиса, оз. Жайсан, южных склонов хребтов Нарын и Куршим), устойчивый снежный покров на тех же высотах образуется на 10-15 сут. позже и существенно раньше разрушается. Характерно, что пункты наблюдений, расположенные на южном склоне хребта Калба (Жумба) и верхней трети среднего течения Буктырмы (Печи, Белая), занимают на графиках $T_p = f(H)$ промежуточное положение между линиями регрессии, выявленными для двух названных групп районов.

Таким образом, уже в зависимостях T_y, $T_p = f(H)$ отчетливо проявляется влияние макроориентации склонов и положения данного участка относительно периферии горной страны на распределение и режим снегового покрова. Еще нагляднее это влияние в зависимости от продолжительности периода с устойчивым снежным покровом, приведенной к высоте 1000 м и 49° с.ш. от азимута падения долин главных рек (**рис. 37**).

Влияние ориентации бассейнов относительно преобладающего в холодный период направления атмосферного влагопереноса столь велико, что продолжительность периода с устойчивым снежным покровом в

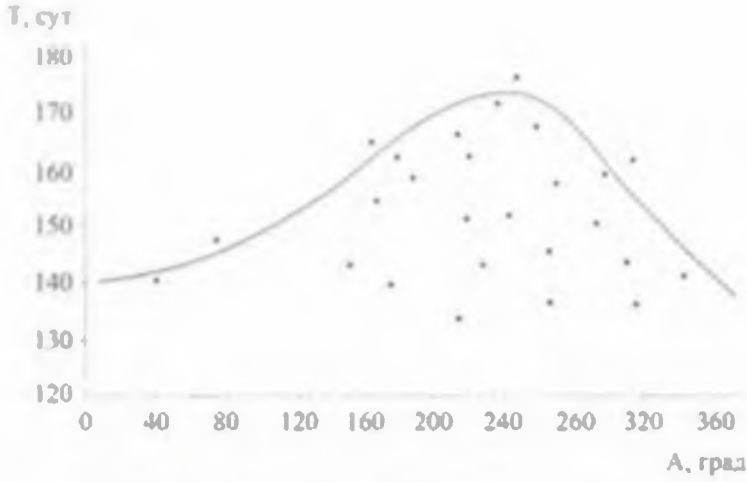


Рис. 37. Зависимость продолжительности периода с устойчивым снежным покровом T, приведенной к высоте 1000 м и 49° с.ш., от азимута падения долин.

обращенных к западу бассейнах значительно больше, чем в бассейнах рек теневых северных склонов. Как и $W = f(D)$, рассматриваемая зависимость (рис. 37) одномодальна и симметрична, что свидетельствует о решающем влиянии макроориентации склонов на территориальное распределение показателей снежности [Северский И.В., Благовещенский В.П., 1983].

Для выявления закономерностей территориального распределения максимальных снегозапасов в горах Алтая и Сауыр-Тарбагатая, кроме данных, опубликованных в климатическом справочнике и ежегодниках по снежному покрову, использованы материалы наблюдений за осадками по действующей сети суммарных осадкомеров. Предварительно для каждого осадкомера были рассчитаны средние многолетние суммы осадков за год и холодный период по методике, изложенной в работе [Северский И.В., Черкасов П.А., 1977]. По фактическим данным лишь для отдельных бассейнов удалось построить зависимости максимальных снегозапасов от абсолютной высоты (**рис. 38**). Верхние участки этих зависимостей экстраполированы на величину максимального снегонакопления на уровне климатической снеговой границы на иеледниковых склонах. Для остальной подавляющей части рассматриваемой территории – выявить по фактическим данным вертикальное распределение максимальных снегозапасов не удается и для решения задачи приходится использовать методы косвенного расчета: результаты методических разработок, основанных на построении территориально общих зависимостей снегозапасов от абсолютной высоты.

На первом этапе по указанным (**рис. 38**) и аналогичным зависимостям по другим бассейнам определены типовые расчетные уравнения для:

бассейна р. Ульби

$$\Delta W=195{,}0H^{1{,}90}, \quad (17)$$

бассейна р. Буктырмы

$$\Delta W=94{,}5H^{2{,}20}, \quad (18)$$

бассейнов рек впадины Маркакол и северных склонов Сауыр-Тарбагатая

$$\Delta W=7{,}3H^{3{,}75}, \quad (19)$$

бассейна р. Сарымсакты и прилегающей территории Онтустык Алтай

$$\Delta W=11{,}0H^{3{,}60}, \quad (20)$$

где ΔW – разность значений средних и максимальных снегозапасов на высоте 600 м и расчетном уровне H, км; ΔW от абсолютной высоты H в бассейнах рек Ульби (А), Сарымсакты (Б), Берел (В).

По уравнениям (17) – (20) показания пунктов снегомерных наблюдений пересчитаны в величины максимальных снегозапасов на одинаковых высотных уровнях с интервалом 200 м по высоте. Предварительно введением полученного ранее широтного градиента максимальных снегозапасов [Северский И.В., Благовещенский В.П.,1983; Северский И.В., 1983] все данные о них приведены к единой широте (φ = 49° с.ш.). Полученные результаты использованы для построения зависимостей максимальных снегозапасов на данном высотном уровне от азимута падения долин главных рек. Оказалось, что эти зависимости на всех высотных уровнях одномодальны и симметричны, что свидетельствует об определяющем влиянии ориентации речных бассейнов на территориальное распределение максимальных снегозапасов в горах Алтая и Сауыр-Тарбагатая, как и в других горных районах юга бывшей территории СССР [Северский И.В.,1982; Северский И.В., Благовещенский В.П. и др., 2006]. Зависимости $W = f(H,D)$, построенные для различных высотных уровней, использованы для определения параметров типовых расчетных зависимостей максимальных снегозапасов от абсолютной высоты и ориентации бассейнов: снятые с графиков величины снегозапасов при фиксированных значениях абсолютной высоты и азимута падения речных бассейнов переносились на поля зависимостей $W = f(H,D)$. Результаты построений представлены на **рис. 39** и в табл. 19.

Выявленные зависимости в сочетании с результатами определения годовой аккумуляции твердых осадков на высоте приведенной фирновой линии позволяют по азимуту падения главной речной долины определить снегозапасы для всего диапазона высот в любом бассейне, расположенном на периферии горных сооружений. Необходимо иметь в виду, что рассчитанные по этим зависимостям величины W соответствуют максимальным снегозапасам, приведенным к 49° с.ш. Для полу-

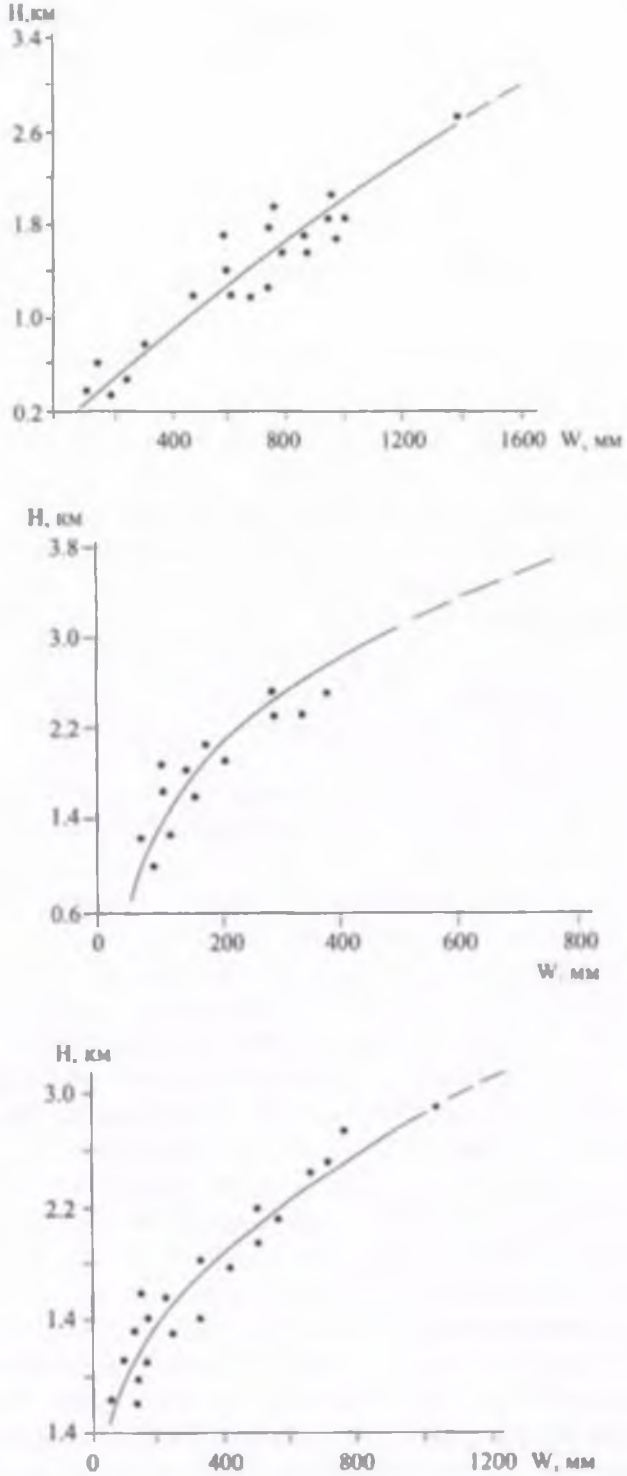


Рис. 38. Зависимость нормы максимальных запасов воды в снежном покрове

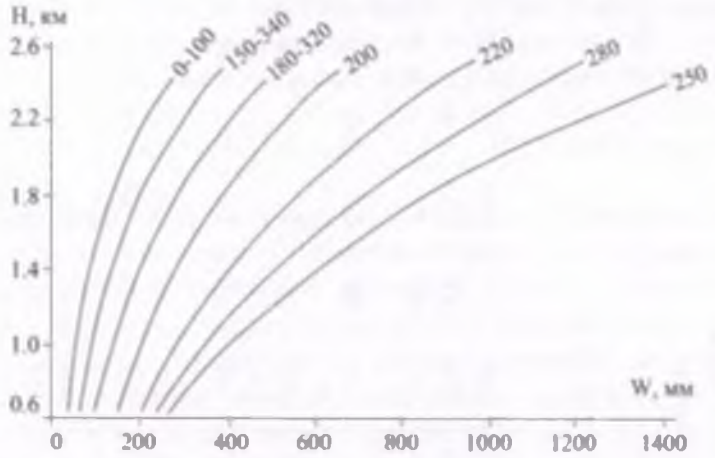


Рис. 39. Зависимость нормы максимальных запасов воды в снежном покрове W от абсолютной высоты H и азимута падения долин (цифры у кривых) на Алтае. Данные приведены к 49° с.ш.

Таблица 19. Координаты зависимостей нормы максимальных снегозапасов, приведенных к единой широте (на 49° с.ш.) от абсолютной высоты и азимута падения речных долин на Алтае

Азимут падения долины, град	Максимальный запас воды в снежном покрове (W, мм) на высотах (H, м)									
	600	800	1000	1200	1400	1600	1800	2000	2200	2400
0	28	30	35	45	50	75	95	120	170	220
20	30	35	35	45	50	75	95	125	175	225
40	35	40	45	50	55	75	100	130	180	230
60	40	40	45	55	60	80	105	135	180	235
80	40	40	45	60	70	85	115	140	185	240
100	45	50	55	65	70	85	120	150	185	245
120	45	50	55	65	75	90	125	155	190	260
140	60	70	75	80	90	100	130	175	210	275
160	80	85	90	95	110	120	155	190	230	290
180	120	125	130	140	155	180	210	245	295	370
200	150	170	195	215	250	285	335	400	470	550
220	190	225	265	320	400	475	565	680	790	915
240	250	310	350	470	580	700	825	960	1090	1240
260	270	350	430	540	650	770	890	1020	1170	1320
280	230	280	350	420	510	600	715	830	960	1090
300	160	180	210	250	290	340	400	470	550	640
320	110	120	125	140	155	170	210	260	310	370
340	60	70	75	80	90	100	130	175	210	275

Таблица 20. **Координаты зависимостей нормы максимальных снегозапасов от абсолютной высоты в заданных районах Алтая и Саур-Тарбагатая**

Бассейн	Высота приведенной фирновой линии, Нп, м	Максимальный снегозапас (W, мм) на высоте (H, м)												
		600	800	1000	1200	1400	1600	1800	2000	2200	2400	2600	2800	3000
Ульби		260	370	480	290	720	840	980	1120	1270	1430	1580	1760	
Белая Берел	2820	160	180	200	220	260	290	340	410	480	560	710	900	1110
Буктарма, Кара Берел	3200	110	120	125	140	155	170	210	260	310	360	420	480	560
Каба, Белезек, Тополевка	3120	60	70	75	80	95	110	140	180	220	280	330	390	480
Богомоюс	3100	45	50	55	65	70	85	120	150	185	250	310	370	440
Каракаба	3100	60	70	75	80	90	100	130	175	210	280	330	390	460
Арасан-Каба, Темир-Каба	3090	60	70	75	70	90	100	130	175	210	280	340	460	650
Аккаба	3090	120	140	165	195	210	240	270	320	380	440	530	610	700
Калжыр	3000	120	125	130	140	155	180	210	245	295	370	420	480	560
Курпим	2900	190	220	260	320	400	470	560	680	740	810	860	900	920
Карабута	3300	35	40	50	60	70	80	100	150	210	290	400		
Кендырлык	3500	30	30	35	40	45	50	60	65	70	80	110	140	190

чения истинных значений максимального запаса воды в снежном покрове результат расчета по упомянутым зависимостям $W = f(H,D)$ следует исправить введением поправки ΔW_φ, вычисляемой по широтному градиенту $dW/d_\varphi = 10$ мм/град [Северский И.В., Благовещенский В.П., 1983; Северский И.В., 1983]. К северу от 49° с.ш. она положительна, к югу – отрицательна.

Рассчитанные по уравнениям (17) – (20) величины максимального снегонакопления в сочетании с данными годовой аккумуляции твердых осадков на высоте приведенной фирновой линии позволяют надежно выявить вертикальное распределение максимальных снегозапасов в горах Алтая и Сауыр-Тарбагатая по данным стандартных наблюдений. Результаты определений (табл. 20) более детально и достоверно характеризуют территориальное распределение снегозапасов в сравнении с прежними оценками [Гальперин Р.И., 1965; Болдырев В.М., Гальперин Р.И., 1965; Ревякин В.С., Кравцова В.И., 1977].

Таким образом, максимальной снежностью характеризуются открытые навстречу западным вторжениям влагоносных воздушных масс бассейны рек на периферии Алтая и Сауыр-Тарбагатая, азимут падения которых изменяется от 220 до 280°.

К северу и к югу от этого диапазона ориентации бассейнов, при прочих равных условиях, максимальные снегозапасы монотонно убывают до минимальных значений, характерных для бассейнов, азимут падения которых близок к 360°.

3. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОСТИ ЗОНЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВОЗОБНОВЛЯЕМЫХ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ И ДОЛЯ СНЕГОВЫХ ВОД В РЕЧНОМ СТОКЕ

Наиболее рациональной формой характеристики территориального распределения снежных ресурсов является изображение на карте главной их компоненты – максимального запаса воды в снежном покрове (W, мм).

Наиболее удобной формой демонстрации особенностей распределения снежных ресурсов в горах региона является карта. При этом картографирование собственно снежных ресурсов – суммарного объема снеговой воды (в м^3), содержащегося в снежном покрове на ту или иную дату снегонакопления, весьма затруднено. Как показали поисковые исследования, единственно возможным вариантом решения этой задачи могло бы быть изображение на карте высотных границ, характеризующих высотный интервал (зону), в котором формируется определенная доля суммарных снежных ресурсов бассейна. Очевидно, что такую информацию более разумно привести в табличной форме, где абсолютная высота упомянутого высотного интервала отображена непосредственно [Северский И.В., Се-Зичу и др., 2000].

Гораздо более интересной и полезной формой оценки территориального распределения снежных ресурсов является изображение на карте главной компоненты последних – максимального запаса воды в снежном покрове (W, мм). На **рис. 40** приведена карта распределения максимальных снегозапасов на территории Казахстана (наряду с пятью картами других характеристик снежности она включена в Национальный Атлас Республики Казахстан) и обзорная карта максимальных снегозапасов на территории всего Тянь-Шаня и Жетысу (Джунгарского) Алатау. На основе анализа содержания карт рассмотрены особенности территориального распределения максимальных снегозапасов.

Большое разнообразие природных условий предопределяет как значительные контрасты снежности на территории Казахстана, так и существенные различия доли талых снеговых вод в речном стоке. Она максимальна в стоке рек Иле и Ертис, в зоне формирования которых максимальные снегозапасы составляют от 100–1000 мм и более, в разы меньше в стоке рек Нура, Ишим, Тобыл и практически неощутима на равнинной территории юга и юго-запада Казахстана, где средние максимальные снегозапасы не превышают 30–40 мм.

В пределах Тянь-Шаня наименьшей снежностью характеризуется орографически закрытая территория бассейна р. Нарын в Центральном и Внутреннем Тянь-Шане [Северский И.В., Благовещенский В.П. и др., 2006]. На подавляющей части этой территории средние максималь-

ные снегозапасы менее 100 мм и лишь в пригребневой зоне гор выше отметок 3000 м они увеличиваются до 250–300 мм.

В распределении снежного покрова на рассматриваемой территории ярко проявляются эффекты «массивности гор» и «орографического барьера». Влияние первого прослеживается в монотонном убывании снегозапасов в направлении от периферии вглубь горной страны, что отчетливо видно по изменению снегозапасов по мере перехода от западного склона Ферганского хребта к бассейнам левых притоков р. Нарын. Влияние второго ярко проявляется в резких контрастах на наветренном и подветренном склонах водораздельных хребтов Ферганского, Таласского Алатау, разделяющих бассейны рек Нскем и Талас. При анализе результатов соответствующих оценок для территории всего Тянь-Шаня, как и при сопоставлении снежности различных горных стран Евразии отчетливо прослеживаются эффекты закономерного уменьшения снежности с запада на восток [Северский И.В., Благовещенский В.П., 1983; Severskiy I.V., 1998].

Представленная карта [Северский И.В., Се-Зичу и др., 2000] наглядно характеризует особенности территориальных различий снежности, в том числе в горах Юго-Восточного Казахстана. Для построения таких карт использована система рассмотренных методических решений. На их основе была разработана автоматизированная система расчета максимальных снегозапасов, использованная для выявления и картографирования нормированных значений максимальных запасов воды в снежном покрове и последующей оценки снежных ресурсов и составления карт максимальных снегозапасов.

Важной составной частью расчетной модели является информация о распределении площади бассейна по абсолютной высоте H, ориентации склонов A, и типу деятельной поверхности B. Эта информация снята с топографической карты в масштабе 1:100 000 с определением упомянутых показателей в узлах пересечения километровой сетки с равномерным шагом 2 км. При этом тип поверхности определялся по 7 градациям: снежно-ледяные поверхности, осыпи, скалы, луг, хвойный и лиственный лес и кустарник. Однако с учетом задач данного исследования (расчет снегозапасов) четыре первые градации объединены в единую, поскольку по шероховатости поверхности и влиянию на распределение снежного покрова они сходны.

Рассмотренные рассчитанные модели и разработанная на их основе автоматизированная система использованы для определения значений W для каждой точки пересечения километровой сетки топографической карты упомянутого масштаба с учетом различий по абсолютной высоте, экспозиции (уклон + ориентация) склона и типу растительности.

Как показали исследования, различия снежности, обусловленные влиянием локальных факторов, могут быть отображенными на картах в масштабе 1: 100 000 и более. Уже в масштабе от 1: 200 000 до 1: 500 000 на

картах снежности удается учесть лишь влияние ориентации склонов, а более мелкий масштаб карт (1: 1 000 000 и меньше) позволяет характеризовать лишь фоновое распределение максимальных снегозапасов без учета влияния локальных факторов.

В распределении снегозапасов отчетливо проявляются закономерности, присущие горам Центральной Азии. Наибольшей снежностью характеризуются бассейны на западной периферии Тянь-Шаня. При этом максимальной снежностью (более 800 мм в пригребневой зоне) отличаются открытые на запад бассейны рек Пскем и Ойганиг на Западном Тянь-Шане. Существенно меньше максимальные снегозапасы на западном склоне Ферганского хребта.

Максимальной снежностью характеризуется территория бассейнов рек Коксу, Чиже и Кора в Жетысу Алатау, благоприятно ориентированных по отношению к западным и юго-западным потокам атмосферного влагопереноса. Значительная площадь высокогорной части этих бассейнов характеризуется суммарным сезонным снегонакоплением более 500 мм, что почти вдвое превышает максимальные снегозапасы, характерные для наиболее снежной высокогорной части бассейнов рек северного склона Илейского Алатау.

Относительно высокой снежностью отличаются бассейны рек северного склона Жетысуского Алатау, где в высокогорном поясе максимальные снегозапасы превышают 300 мм, а в гляциальном поясе ряда бассейнов – 400 мм. Именно в Жетысуском Алатау, особенно в бассейне западного района этой горной системы, линии равновеликих *W* расположены на существенно меньших высотах в сравнении с другими горными бассейнами Юго-Восточного Казахстана.

Существенно меньше снежные ресурсы на южном склоне Жетысуского Алатау: лишь в гляциальном поясе этого района максимальные снегозапасы едва превышают 200 мм, а минимальной снежностью в казахстанской части бассейна р. Иле характеризуется орографически «закрытая» территория бассейна р. Чиже: на подавляющей ее части снегозапасы не превышают 100 мм, а величины W>250 мм типичны лишь для района распространения современного оледенения.

Весьма своеобразно распределение максимальных снегозапасов на территории Северного Тянь-Шаня к востоку от бассейна р. Шелек. Здесь ярко проявляется влияние эффекта орографического барьера. В восточной части северного склона хр. Терскей Алатау в Иссык-Кульской котловине максимальные снегозапасы сравнительно велики и в значительной части высокогорного пояса превышают 500 мм, тогда как за пределами Иссык-Кульской котловины, даже в приводораздельной части бассейна р. Каркары, непосредственно примыкающего к бассейну оз. Иссык-Куль с востока, максимальные снегозапасы едва превышают 200 мм.

В бассейне р. Текес наибольшая снежность типична для бассейнов рек, тяготеющих к горному узлу Хан-Тенгри (западный район северно-

го склона хр. Халыктау в пределах китайской части р. Иле), где в гляциальном поясе максимальные снегозапасы вновь превышают 300 мм. Далее к востоку на северных склонах хр. Халыктау и Нарат максимальные снегозапасы даже в высокогорном поясе едва превышают 100 мм. Лишь в наиболее возвышенной части бассейна р. Кюнес вблизи замыкающего долину р. Иле гребня они превышают 200 мм, а в гляциальном поясе бассейна р. Каш – 500 мм. Здесь вновь четко проявилось влияние ориентации бассейнов: максимальные снегозапасы на сопоставимых высотах в этих бассейнах существенно больше, чем на прилегающей тебрритории Северного Тянь-Шаня и южных склонов хр. Джунгарского Алатау и хр. Борохоро.

В сопредельных с бассейном р. Иле районах Тянь-Шаня и Жетысуского Алатау максимальные снегозапасы намного меньше. Контрасты особенно велики по обе стороны главного водораздельного гребня хр. Жетысу Алатау: более 500 мм в бассейнах рек Кара и Чиже и менее 30 мм – р. Ыргайты (Боро-Тала). Здесь ярко проявляется эффект орографического барьера и влияние ориентации бассейнов относительно господствующего в холодный период направления атмосферного влагопереноса. Резкие контрасты снежности наблюдаются на противоположных склонах хребтов Терскей Алатау (особенно в его приссыккульской части), Халык-Тау и Нарат.

С учетом содержания понятия «снежные ресурсы» (водный эквивалент снежного покрова в период максимального снегонакопления) можно уверено считать, что результаты достаточно надежно характеризуют основные особенности территориального распределения снежности ресурсов. Можно полагать, что эти закономерности должны проявляться и в доле снежной составляющей в суммарном речном стоке. В табл. 21 представлены результаты оценки доли снеговой составляющей в годовом стоке рек характерных бассейнов Тянь-Шаня и Жетысуского Алатау. Эти результаты дают основания считать, что:

1. Доля снежных ресурсов, вычисленных без учета влияния локальных условий, составляет в бассейнах Центрального, Внутреннего и Северного Тянь-Шаня (Иле и Кунгей Алатау) от 40 до 78 %, что хорошо согласуется с результатами соответствующей оценки, выполненной методом расчленения гидрографа [Шульц В.Л., 1965]. Доля же снежных ресурсов, рассчитанных с учетом влияния локальных факторов, существенно меньше и составляет в упомянутых районах Тянь-Шаня от 25 до 59 %.

2. В бассейнах рек южного склона Жетысу Алатау доля снежных ресурсов, выявленных с учетом влияния локальных факторов, в речном стоке существенно меньше и составляет в среднем около 23 %, а минимальная – 6,3 % характерна для бассейна р. Борохудзир. Главная причина сравнительно небольшой доли талых снеговых вод в формировании стока рек южного склона Жетысу Алатау – большая доля скло-

Таблица 21. **Роль снежных ресурсов в формировании речного стока**

Бассейн реки, створ	Норма стока, км³	Снежные ресурсы			
		км³		доля в годовом стоке, %	
		без учета влияния локальных факторов	с учетом влияния локальных факторов	без учета влияния локальных факторов	с учетом влияния локальных факторов
Центральный и Внутренний Тянь-Шань					
Нарын – с. Алексеевка	12,12	7,748	4,970	63,9	41,0
Северный Тянь-Шань					
Шелек- с. Малыбай	1,006	0,600	0,333	62,0	33,1
Есик – г. Есик	0,153	0,059	0,039	38,6	25,2
Талгар – г. Талгар	0,325	0,147	0,106	45,2	32,6
К. Алматы – 2 км выше устья р. Проходной	0,093	0,073	0,055	78,5	59,1
Бассейны рек северного склона Иле Алатау (междуречье Турген – У. Алматы)	0,963	0,523	0,344	54,3	35,7
Восточный Тянь-Шань					
Каш	4,48	1,249	0,734	27,9	16,4
Кюнес	2,27	0,783	0,426	34,5	18,8
Текес	8,48	2,102	1,187	26,6	14,0
Иле-Ямалу	15,22	4,134	2,343	27,2	15,2
Жетысу Алатау					
Борохудзир	0,068	0,031	0,0043	45,0	6,3
У. Осек	0,363	0,071	0,038	19,6	10,5
К. Осек	0,189	0,073	0,042	38,6	22,0
Бассейны рек Южного склона Жетысу Алатау (в Казахстане)	1,16	0,727	0,261	62,7	22,7

нов южной четверти горизонта в суммарной площади речных бассейнов. Можно полагать, что реальная доля талых снеговых вод в речном стоке здесь существенно больше упомянутых (табл. 21) величин и, вероятно, близка к соответствующей доле в бассейнах рек Северного Тянь-Шаня: как и в последних, в бассейнах рек южного склона Жетысу Алатау доля снежных ресурсов (вычисленных без учета влияния локальных факторов) в годовом стоке составляет около 60 % (табл. 21).

3. Существенно ниже роль снеговой составляющей в стоке рек китайской части бассейна р. Иле (Восточный Тянь-Шань); даже рассчитанные по среднезональным значениям W снежные ресурсы составля-

ют здесь около 30 %, а доля снежных ресурсов, вычисленных с учетом влияния локальных факторов, в годовом стоке составляет всего около 15 % против 54 % в других районах Тянь-Шаня. Очевидно, здесь сказываются отмеченные особенности территориального распределения твердых осадков: доля осадков холодного периода в годовой их сумме в рассматриваемом регионе закономерно сокращается в направлении с запада на восток.

С учетом отмеченных особенностей баланса снеговой влаги на склонах южной четверти горизонта [Соседов И.С., 1967] можно полагать, что реальная доля снеговой составляющей в речном стоке явно больше вычисленной с учетом влияния локальных факторов, но существенно меньше рассчитанной без учета этого влияния. Можно было бы попытаться уточнить приведенные результаты по данным о балансе снеговой влаги на южных склонах. Но врядли такая попытка будет успешной. Дело в том, что пока нет фактической информации о составляющих баланса снеговой влаги на южных склонах, достаточной для более или менее надежного решения этой задачи. Вместе с тем согласно результатам тщательно продуманных и хорошо организованных экспериментально-поисковых исследований [Соседов И.С., 1967] в условиях северного склона Илейского Алатау на склонах южной четверти горизонта (ЮЗ, Ю, ЮВ) снежный покров в течение всего холодного сезона характеризуется прерывистым залеганием: периоды со снежным покровом чередуется с продолжительными периодами, когда эти склоны лишены снежного покрова. Поэтому на южных склонах в общем балансе снеговой влаги велика доля потерь на испарение с оголенной почвы. В течение упомянутого периода наблюдений интенсивность испарения с оголенной поверхности южных склонов изменялась от 0,75 до 0,89 мм/сут., а суммарные потери влаги на испарение с почвы за время устойчивого залегания снежного покрова изменялись за упомянутый период от 40–50 до 120–140 мм и составили в среднем за пять лет наблюдений около 110 мм – более 40 % сумм осадков за период залегания устойчивого снежного покрова на склонах северной экспозиции. Характерно также, что в среднем за период наблюдений около 4 % влаги в течение холодного сезона стекает по поверхности южных склонов.

Значительная доля снеговой влаги на южных склонах аккумулируется в промерзшем слое почвы. В среднем около 100 мм (29 %) этой влаги идет в последующем на пополнение влагозапасов зоны аэрации и лишь около 30 % фильтруется за ее пределы и потенциально может участвовать в формировании стока. Таким образом, средний коэффициент стока снеговой влаги на южных склонах составляет 0,30 против 0,70 на северных склонах. В малоснежные годы в сочетании с большим осенним дефицитом почвенной влаги коэффициент стока снеговых вод с южных склонов сокращается до нуля [Соседов И.С., 1967].

По сути, это единственный подобный результат и можно было бы воспользоваться упомянутыми величинами потерь влаги на испарение с южных склонов и соответствующих коэффициентов стока. Но, к сожалению, приведенные результаты относятся лишь к среднегорному поясу (экспериментальные площадки располагались на высоте 2270 м) и пока нет надежной информации о закономерностях территориальных изменений составляющих баланса снеговой влаги на склонах различной экспозиции. Вместе с тем эти величины могут существенно изменяться в зависимости как от абсолютной высоты, так и от общего уровня снежности и суммарной увлажненности территории уже лишь вследствие территориальных изменений продолжительности периода с устойчивым снежным покровом на южных склонах, как и вследствие районных различий фонового влагосодержания почв на южных склонах в предзимний период. В этих условиях надеяться на существенное улучшение рассмотренных результатов оценки доли снеговой составляющей в речном стоке не приходится.

Таким образом, судя по рассмотренным результатам определений, доля талых снеговых вод в суммарном речном стоке при прочих равных условиях сокращается с запада на восток, следуя изменению доли осадков холодного периода в годовой сумме. Разница в оценках, выполненных с учетом и без учета влияния локальных факторов в условиях рассмотренных бассейнов Тянь-Шаня (табл. 21), составляет в среднем около 17 %. Существенно больше (до 40 %) эта разность в бассейнах рек южного склона Жетысу Алатау, где доля площади южных склонов наиболее значительна.

Следует иметь в виду, что по рассмотренным причинам роль талых снеговых вод в формировании речного стока явно выше указанной в последней графе табл. 21. Определить ее более надежно без постановки комплекса специально организованных натурных наблюдений с целью выявления закономерности территориально-временных изменений составляющих баланса снеговой влаги на склонах разной экспозиции пока невозможно.

4. ДИНАМИКА ОЛЕДЕНЕНИЯ И ЛЕДНИКОВЫЕ РЕСУРСЫ БАССЕЙНОВ ГЛАВНЫХ РЕК КАЗАХСТАНА

4.1. Оледенение гор Юго-Восточного Казахстана (бассейн реки Иле)

Современная динамика оледенения гор Юго-Восточного Казахстана в сопоставлении с результатами оценки изменений оледенения других горных районов мира рассмотрена в наших прежних публикациях [Severskiy I.V. et al., 2006, Вилесов Е.Н., Уваров В.Н., 2001, Современное экологическое ..., 2002]. Не повторяя их содержания, приведем краткое описание современной динамики оледенения региона, дополненное результатами исследований за последние годы с учетом результатов анализа многочисленных англоязычных публикаций по проблемам гляциологии, гидрологии, климатологии и геокриологии.

4.1.1. Мониторинг ледников

Суммарная площадь ледников Азии оценивается в 120 560 км^2 [Dyurgerov M.B., Meier M.F., 2005]. Из них 3500 км^2 расположено в Северной Азии и Сибири и 116 180 км^2 – в высоких горах Азии. Наибольшие площади оледенения сосредоточены в Гималаях (33 050 км^2), горах Тянь-Шаня (15 417 км^2), Каракорума (16 600 км^2), Памира (12 260 км^2) и Куньлуня (12 260 км^2). В табл. 22 представлена информация о ледниках Азии и Северного Кавказа, на которых проводились более или менее продолжительные измерения баланса массы.

Как видим, лишь для 18 ледников продолжительность ряда ежегодных измерений баланса массы превышает 20 лет. К сожалению, на 12 из них наблюдения по разным причинам прекращены в начале 1980-х – 1990-х годах и в настоящее время в высоких горах Азии проводятся лишь на пяти ледниках. Три из них расположены на Алтае и два – на Тянь-Шане. Наибольшей продолжительностью наблюдений – 50 лет с учетом данных за 2005/06 балансовый год – выделяется ледник Центральный Туйыксуйский. С учетом же восстановленных величин баланса массы продолжительность ряда данных составляет здесь 125 лет. Немногим меньше продолжительность непрерывных измерений баланса массы ледника № 1 в Восточном Тянь-Шане и ледника Малый Актру на Алтае (табл. 22).

По сути, результатами наблюдений на ледниках, перечисленных в табл. 22, исчерпывается база данных, представляющих наибольший интерес для исследований колебаний баланса массы ледников высоких гор Азии. Дополнительно в течение 1970–1990-х годов измерения баланса массы проводились еще на 38 ледниках Азии, в том числе на 3 ледниках Алтая, 11 ледниках Гималаев и 11 ледниках Тянь-Шаня, но продолжительность этих наблюдений составляет от 1 до 9 лет.

Таблица 22. Ледники гор Азии и Кавказа с наиболее продолжительным рядом измерений баланса массы (по состоянию на 2003 г.) [Dyurgerov M.B., Meier M.F., 2005]

Регион	Ледник	Площадь ледника, км²	Период наблюдений		Длина ряда, лет
			начало	окончание	
Кавказ	Джанкуат	3,10	1968	-	36
	Гарабашн	4,47	1984	-	20
Алтай	Л. Актру	5,96	1977	-	27
	М. Актру	2,73	1962	-	42
	№125	0,75	1977	-	27
	П. Актру	3,88	1980	1990	11
Памир	Абрамова	22,50	1967	1998	31
Тянь-Шань	Ц. Туйыксу	2,66	1957	-	47
	Иглы Туюксу	1,72	1957	1990	34
	Молодежный	1,43	1957	1990	34
	Маметовой	0,35	1957	1990	34
	Кара-Баткак	4,56	1957	1998	42
	Голубина	5,75	1969	1994	26
	Урумчи, ст.№1	1,74	1959	-	45
Жетысу Алатау	Шумского	2,81	1967	1991	25
Полярный Урал	ИГАН	0,88	1958	1981	24
	Обручева	0,30	1958	1981	24
Камчатка	Козельский	1,79	1973	1998	25
Гималаи	Чангмекхан	4,50	1981	1986	6
	Дунагири	2,56	1986	1990	5
	Шауне Гаранг	4,94	1982	1990	9
	Гор Гаранг	2,00	1977	1984	8
Тибет	Ксяодонгкемади	1,77	1989	1998	11

Примечание. Прочерк в колонке 5 означает, что наблюдения продолжаются.

Таким образом, информация для обоснованных оценок современной и прогнозной динамики оледенения гор Азии весьма ограничена, особенно по территории Тибета, Памира, Гималаев, Куньлуня; практически отсутствуют данные о динамике баланса массы ледников Гиндукуш-Каракорума. К тому же данные наблюдений на отдельных ледниках – не лучшая информация для сравнительных оценок, поскольку они могут отличаться от характеристик динамики оледенения целостных ледниковых систем. В этих условиях задачами на ближайшую перспективу, кроме усилий по поддержке наблюдений на объектах, включенных в сеть Мировой службы мониторинга ледников, должно стать стремление восстановить прерванные наблюдения на ледниках Абрамова (Памиро-Алай), Карабаткак и Голубина (Тянь-Шань) и органи-

зовать подобные наблюдения на дополнительных ледниках, особенно на Тибете, в Гималаях, горах Памира, Каракорума. В этой связи было бы полезным создание сети тестовых горно-ледниковых бассейнов с комплексом гляциогидроклиматических наблюдений по единой скоординированной программе.

Важной задачей должно стать стремление организовать работы по составлению каталога ледников. Только на их основе возможны объективный сравнительный анализ динамики ледниковых систем и обоснованные прогнозные оценки развития оледенения гор Азии в ближайшем будущем. Хорошие возможности для составления унифицированных каталогов ледников открываются на основе обработки данных космической съемки, особенно в рамках проекта GLIMS, ориентированного, в частности, на составление каталога ледников мира.

4.1.2. Динамика оледенения высоких гор Азии

Результаты мониторинга ледников не оставляют сомнений в том, что во второй половине XX – начале XXI в. оледенение Земли находилось в состоянии деградации. В 1990 г. Межправительственная группа экспертов по изменению климата признала этот факт как один из главных аргументов глобального потепления климата независимо от вариаций данных о приземной температуре воздуха [IPCC, 2001].

Глобальным изменениям температуры соответствовали и колебания ледников [Котляков В.М., 2004]. Первая половина XX в. была периодом сокращения ледников, пик которого пришелся на 1930–1940-е годы. В последующий период питание ледников стало улучшаться, появилась тенденция к их стабилизации и росту, в ряде горных стран увеличение массы стало характерной чертой большинства ледников. Темпы деградации ледников в различных районах мира существенно различаются в зависимости от типа оледенения. В районах с морским климатом толщина ледников сокращается со скоростью несколько дециметров в год, тогда как в районах континентального климата, где в зоне питания ледников круглый год преобладают отрицательные температуры, она сокращается от сантиметров до дециметра в год [Guisan A. et al., 1995; Сю Джианчу и др., 2007].

Недавние обобщения данных мониторинга ледников мира [Dyurgerov M.B., Meier M.F., 2005; IPCC, 2001] убедительно показали, что при господствующем в последние десятилетия отрицательном балансе массы ледников в ряде районов мира оледенение находилось в более или менее устойчивом состоянии, при этом в отдельных районах в течение последних десятилетий преобладал положительный баланс массы ледников, а в ряде районов (Аляска, Норвегия, Новая Зеландия) в течение второй половины XX в. выявлены прерывистые периоды положитель-

ного баланса массы и наступления ледников [Dyurgerov M.B., Meier M.F., 2005; Dyurgerov M.B., 2002].

Сравнительная картина динамики ледников в различных районах мира характеризуется данными **рис. 41, 42**. Как видно из рисунков, темпы сокращения площади ледников и запасов льда, особенно в континентальных сухих и приполярных районах (горы Центральной Азии, Аляски, Скалистые и Каскадные), значительно возросли с начала 1970-х годов, хотя в ряде районов (Алтай, Анды, Аляска, Патагония, Памир, Кавказ, Каскадные горы) в 1980-х – начале 1990-х годов отчетливо выражено некоторое замедление темпов деградации ледников, что вполне согласуется с тенденциями изменения температуры воздуха.

На ледниках Центральной Азии быстрое увеличение отрицательных значений баланса массы, характерное для второй половины 1970-х годов, сменилось в последующем явным замедлением темпов деградации, продолжающимся вплоть до 1990–1992 гг. Абсолютные значения отрицательного баланса массы были значительно меньше типичных для второй половины 70-х, а в 1981, 1985, 1987, 1992, 1993 и 1998 гг. были близки к нулю. Лишь в 1997 г. величина годового баланса массы достигла -1500 мм/год – абсолютного минимума с середины 50-х годов прошлого века (**рис. 42**).

В течение всего периода, начиная с конца 50-х годов, относительно большей устойчивостью в сравнении с центральноазиатскими отличались ледники Алтая: в течение 1966–1973, 1983, 1985, 1992 и 1993 гг. годовой баланс их массы был близок к нулевому либо слабо положительным. Хотя кумулятивный баланс массы в течение всего рассматриваемого периода оставался отрицательным, его отклонения от нулевого значения были невелики и с 1982 по 1997 г. постепенно уменьшались. С конца 80-х – начала 90-х годов темпы деградации ледников во многих районах мира значительно возросли [Dyurgerov M.B., 2005]. Это ускорение связано с аномально высокими средними температурами в этот период и вполне согласуется с изменением площади и толщины морских льдов и сокращением площади сезонного снежного покрова в Северном полушарии со скоростью 0,2% в год [Dyurgerov M.B., Meier M.F., 2005].

Рассмотренные результаты характеризуют изменения оледенения, осредненные для больших территорий – от крупных горно-ледниковых районов (Альпы, Кавказ, Алтай) до масштабов субконтинента (высокие горы Азии). Характер изменений оледенения отдельных ледниковых систем может существенно отличаться от осредненного для больших регионов. К тому же в пределах единой ледниковой системы темпы этих изменений могут значительно различаться в зависимости от условий рельефа, орографии, положения района в горной системе, ориентации макросклона горного хребта.

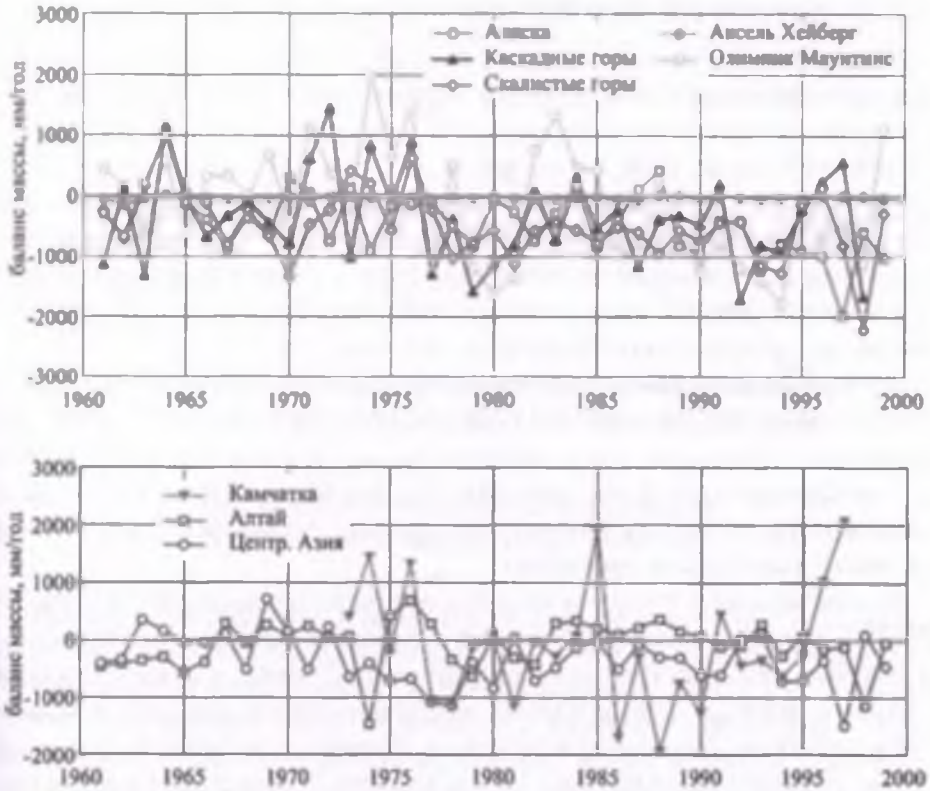


Рис. 41. Амплитуда межгодовых колебаний баланса массы ледников различных районов мира [Dyurgerov M.B., 2005]

Рис. 42. Многолетние тренды изменения объема (кумулятивный баланс массы) ледников различных районов мира [Dyurgerov M.B., 2005]

4.1.3. Оледенение гор Юго-Восточного Казахстана (бассейн реки Иле)

Современная динамика оледенения гор Юго-Восточного Казахстана в сопоставлении с результатами оценки изменений оледенения других горных районов мира рассмотрена в наших прежних публикациях [Severskiy I.V. et al., 2006, Вилесов Е.Н., Уваров В.Н., 2001, Современное экологическое., 2002]. Не повторяя их содержания, приведем краткое описание современной динамики оледенения региона, дополненное результатами исследований за последние годы с учетом результатов анализа многочисленных англоязычных публикаций по проблемам гляциологии, гидрологии, климатологии и геокриологии.

Данные мониторинга баланса массы ледника Туйыксу (**рис. 43**) и сравнительный анализ данных каталогов ледников свидетельствуют, что изменение оледенения этого региона вполне согласуется с типичным для гор Центральной Азии (**рис. 41**). Как и в большинстве ледниковых районов мира, до начала 1970-х годов ледники оставались здесь в более или менее устойчивом состоянии.

Ускоренная их деградация началась в первой половине 1970-х (с 1973–1974 гг.), когда в течение нескольких лет подряд наблюдались аномально высокие температуры воздуха в период абляции, а суммы осадков холодного периода, формирующих максимальные снегозапасы в ледниковом диапазоне, обвально сокращались. Именно с середины 1970-х годов кривая кумулятивного баланса массы ледника Туйыксу резко отклонилась вниз (**рис. 43**), отражая соответствующее ускорение темпов сокращения вековых запасов льда. Аналогичные изменения зафиксированы в режиме ледников Шумского в Жетысу Алатау, Абрамова в Гиссаро-Алае, Карабаткак и Голубина на Тянь-Шане [Оледенение Северной .., 2006].

В течение всего последующего периода отрицательный баланс массы лишь в отдельные годы сменялся слабо положительным. Вместе с тем отмеченное резкое ускорение темпов деградации ледников с середины 1980-х – начала 1990-х годов, типичное для многих районов мира (Альпы, Патагония, Аляска, Анды, Арктика), здесь не проявилось. Напротив, в периоды с 1991 по 1993 гг. и с 1997 по 2005 гг. потери массы ледника Туйыксу явно замедлились (**рис. 43**). Тот же характер изменений проявился и в динамике Илейско-Кунгейской и Жетысуской ледниковых систем [Severskiy I.V. et al., 2006; Северский И.В., Токмагамбетов Т.Г., 2004]. Это хорошо видно на примере изменений темпов сокращения площади ледников северного склона Иле Алатау: максимально высокие темпы деградации, характерные для середины 1970-х годов, уже к середине 1980-х годовзначительно уменьшились и, судя по измерениям баланса массы ледника Туйыксу (**рис. 43**), продолжали сокращаться вплоть до 2008 г.

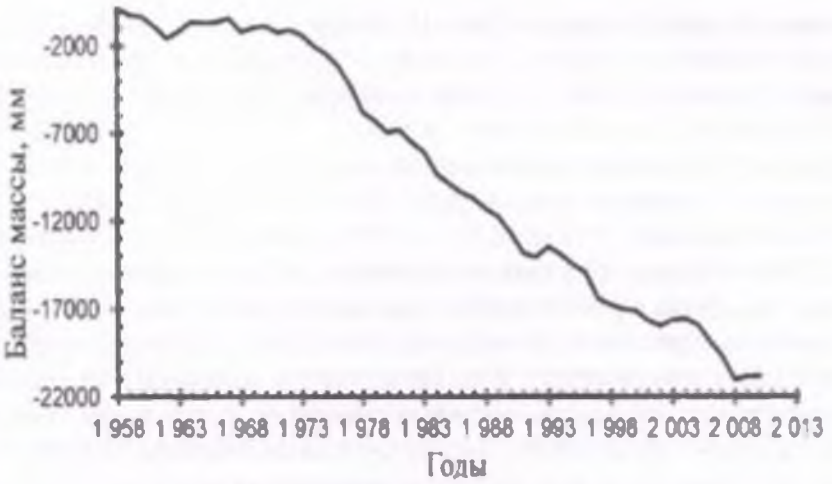


Рис. 43. Кумулятивный баланс массы ледника Центральный Туйыксуский за 1958–2010 гг.

Выявленный характер изменений вполне согласуется с результатами соответствующей оценки для высоких гор Азии в целом: после резкого ускорения потерь массы ледников в начале 1970-х уже с начала 1980-х годов процесс стабилизировался, а до начала 1990-х существенно замедлился, после чего потери массы льда вновь возросли. Такой режим вполне соответствует особенностям глобального потепления: если до конца 1980-х годов на разных широтах как Северного так и Южного полушарий зонально осредненные среднегодовые аномалии температуры воздуха имели разный знак, то с конца 1980-х они были преимущественно положительными во всех широтных зонах Земли, особенно значительными в Северном полушарии [Dyurgerov M.B., Meier M.F., 2006].

Отметим также, что значительное сокращение темпов деградации ледников с начала 1980-х годов выявлено для трех бассейнов Гиссаро-Алая [Батыров Р.С., Яковлев А.В., 2004]. Существенное сокращение темпов деградации в конце 1980-х – в начале и в конце 1990-х годов выявлено также по ежегодным измерениям баланса массы трех ледников Китая (Ледник №1 в Восточном Тянь-Шане, ледник Малый Тонгкемали в горах Танггула и ледник Мейкуанг в Куньлуне) [Яо Тандонг и др., 2007]. По другим оценкам [Глазырин Г.Е., 2007], темп деградации оледенения Гиссаро-Алая в целом после 1980 г. увеличился почти в 1,2 раза (с 0,68 до 0,80% в год) в сравнении с характерным для периода с 1957 по 1980 г. Вместе с тем по тем же оценкам темп сокращения площади оледенения отдельных бассейнов Памира с 1980 по 2005 г. несколько снизился – с 0,54 % в год в 1961–1980 гг. до 0,50 % в 1980–2005 гг. Некоторое ускорение темпов деградации оледенения в последние десятилетия вы-

явлено и для Центрального Тянь-Шаня [Кузьмиченок В.А., 2007]. Такие расхождения в оценках, к сожалению, вполне вероятны, поскольку надежность определения площади ледников даже по материалам аэрофотосъемки не слишком велика и зависит не только от масштаба используемой топографической карты, но в значительной мере от профессионального опыта специалиста. Вряд ли надежнее результаты определения площади ледников по космическим снимкам. В этом отношении показателен тестовый эксперимент, в ходе которого троим специалистам с большим опытом обработки космических изображений было предложено определить площадь ледника Туйыксу по космическому снимку IRS разрешением 5,8 м. Расхождения в результатах определений превысили 10%, а отклонения от площади ледника, рассчитанной по материалам синхронной тахеометрической съемки, изменялись от 1,5 до 12,0 %.

Отметим также, что в зависимости от положения района в горной системе, ориентации макросклона хребта, абсолютной высоты расположения и ориентации самих ледников темпы их деградации могут значительно различаться в пределах одной ледниковой системы. Так, в Илейско-Кунгейской ледниковой системе в среднем за период с 1955 по 1999 г. максимальный темп сокращения площади ледников (0,96% в год) наблюдался на Южном склоне Кунгей Алатау (бассейн р. Чон-Аксу). В Жетысуской ледниковой системе в среднем с 1956 по 1990 г. максимальный темп сокращения площади ледников (1,08% в год) характерен для южного макросклона горной страны, в расположенном рядом бассейне р. Коксу он в 1,2 раза меньше, а минимальный (в год) наблюдался в орографически закрытых бассейнах Тентек и Ыргайты на восточной периферии Жетысу Алатау [Severskiy I.V. et al., 2006].

Говоря о причинах территориальных различий темпов деградации ледников и ледниковых систем, необходимо иметь в виду, что глобальное повышение температуры оказывает не прямое, а опосредованное влияние на состояние ледников через общую циркуляцию атмосферы, облачность, солнечную радиацию и локальную температуру [Aizen V. and Aizen E., 1997]. Нужно также учесть, что территориальная неоднородность режима ледников и их реакции на внешние воздействия в значительной мере определяются различиями условий снегонакопления и величин годовой аккумуляции твердых осадков. Эти контрасты особенно велики в мало- и умеренно снежных районах, к числу которых относится подавляющая часть горной территории Казахстана и сопредельных стран Центральной Азии. В зависимости от ориентации бассейна, особенностей орографии и положения района в горной системе величины максимальных снегозапасов на сопоставимых высотах даже в расположенных рядом бассейнах могут различаться в разы [Северский И.В., 1982; Северский И.В. и др., 2006]. В этом одна из причин относительно

большего высотного положения ледников и высоты линии нулевого баланса в малоснежных орографически закрытых и внутригорных бассейнах [Северский И.В., 1982; Severskiy I.V., 1997; Severskiy I.V. at al., 2006].

Анализ данных повторной каталогизации ледников Илейско-Кунгейской и Жетысуской ледниковых систем дает основания для следующих выводов:

1. Вопреки сложившимся представлениям [Глазырин Г.Ю., 2007; Ходаков В.Г., 1965] нельзя однозначно сказать, что малые ледники сокращаются быстрее больших. Несмотря на влияние эффекта «бокового таяния», в зависимости от определяющих локальных условий темп их сокращения может быть значительно больше либо меньше характерного для крупных ледников.

2. Темп сокращения площади ледников в значительной мере определяется их размерами, а площадь ледника F=13-14 км^2 является пороговой: с его превышением механизм саморегулирования ледника настолько выражен, что подавляет проявления всех факторов локального характера, и его режим определяется макроклиматическими условиями района. Вероятно, именно ледники площадью больше указанного порогового значения представляют наибольший интерес для исследований взаимодействия оледенения и климата.

3. Режим каждого ледника индивидуален и может значительно отличаться не только от осредненного для данной ледниковой системы, но и от характеристик режима ледника, расположенного рядом. Использовать показатели гляциологического режима конкретного ледника для характеристики режима других, даже расположенных рядом ледников, рискованно.

4. Темп деградации ледников практически не зависит от их экспозиции и морфологического типа. Территориальные различия темпов деградации ледников определяются, прежде всего, ориентацией макросклонов относительно сторон горизонта, и господствующего направления атмосферного влагопереноса и положением района в горной системе. В условиях гор Казахстана и сопредельных стран Центральной Азии максимальные темпы деградации присущи оледенению южных макросклонов хребтов, а минимальные – внутригорным и орографически закрытым бассейнам восточной ориентации. В первом случае очевидна решающая роль относительно более высокого температурного фона, присущего макросклонам южной ориентации. Во втором случае причиной замедленных темпов деградации ледников является относительно большая доля летних осадков в годовой их сумме: частые летние осадки, подавляющая часть которых в ледниковом диапазоне выпадает в твердом виде, способствуют «консервации ледников», существенно снижая интенсивность абляции льда.

4.2. Ледниковая система северного склона Илейского Алатау по состоянию на 2008 год

Для составления Каталога ледников использовались космические снимки Landsat 7 ETM+ (даты съемки 11.08.2006, 01.09.2008) с наземным разрешением 30 м, IRS (LISS-3) (даты съемки 07.09.2006, 23.09.2008) (23,5 м), ALOS (даты съемки 16.08.2006, 29.08.2008) (10 м) и IKONOS (дата съемки 30.08.2008) с наземным разрешением 1 м [Кокарев А.Л., 2009]. Кроме того, были использованы данные радиолокационного зондирования Земли из космоса и топографические карты различных масштабов, данные об оледенении региона по состоянию на 1955 г. [Вилесов Е.Н., Уваров В.Н., 2001], материалы аэрофотосъемки за 1990 год. Использование этих материалов позволило наиболее полно отразить пространственную информацию о ледниковых комплексах исследуемой территории и подготовить основу для хранения, анализа и оперативного использования пространственных данных. Такой тип космической информации позволил выделить ледники, моренные комплексы, озера и другие объекты гляциологического мониторинга на момент съемки. Обработка и дешифрирование космических снимков проведены по известным методикам [Лурье И.К. и др., 2004] с применением программ ENVI, ERDAS Imagine, MapInfo, EasyTrace, ArcGIS, Geotransformer.

Для исследования и каталогизации ледниковых систем крупномасштабный картографический материал обработан с помощью ГИС-программ. Основной принцип этого вида картографирования заключается в преобразовании растровой информации в векторную. Растровый формат представлен отсканированным картографическим материалом, то есть точной копией карты, но уже доступной для работы с ней в среде соответствующих компьютерных программ.

Векторизация объектов растрового изображения производится путем повторения их контуров. Существуют три основных типа векторных объектов – точка, линия, полигон. В соответствии с этой классификацией в данном случае к типу точек отнесены отметки высот, низших и высших точек ледников; к типу линий – реки, линии изогипс, горные цепи; к типу полигонов – ледники, морены, каменные глетчеры, озера и др. Каждый объект имеет свою уникальную геоинформацию, позволяющую провести сравнительный анализ.

Основное преимущество рассматриваемого метода – определение площадей и других морфометрических показателей объектов с требуемой точностью. Использование ГИС-программ позволяет получить на мониторе компьютера изображение каждого ледника в любом масштабе, что дает возможность более детального их изучения.

С целью наилучшего представления данных для визуального дешифрирования были созданы мультиспектральные псевдоцветные синтети-

ческие изображения, полученные различным сочетаниям каналов. В случае недостаточного пространственного разрешения псевдоцветных композиций использовались панхроматические изображения с разрешением в два раза большим, чем в зональных каналах [Кокарев А.Л., 2007].

Для получения истинных данных о ледниковых системах очень важен сезон съемки [Кокарев А.Л.; 2007, Ананичева М.Д. и др., 2006]. Наиболее эффективна съемка, проведенная в конце лета (август - начало сентября), так как в это время практически весь снежный покров успевает растаять, открывая собственно ледяную составляющую ледника. Этот факт, несомненно, вызывает трудности выбора космических снимков. Проблемой становится и отбор снимков с наименьшим количеством облачного покрова. По характеристикам, предъявляемым к космическим снимкам, рабочими считаются снимки с облачным покровом до 25 %. К сожалению, чаще всего облачный покров распространен над высокими частями гор и закрывает ледниковые системы. В этом отношении космические снимки Landsat ETM наиболее подходят для дешифрирования, поскольку путем выбора каналов можно избавиться от «засорения» снимка облаками.

Векторизация объектов гляциального и тем более перигляциального поясов нами проводилась вручную, поскольку попытки автоматизированной компьютерной оцифровки космических снимков не привели к желаемому результату по ряду объективных причин (качество снимков, сложная визуализационная структура снега, фирна, льда, сложный рельеф и, как следствие, неравномерное освещение и т.д.). К подобным выводам приходили многие исследователи, занимающиеся дешифрированием космической информации в условиях высокогорий [Кокарев А.Л.; 2007, Ананичена М.Д. и др., 2006; Вилесов Е.Н., Морозова В.И., 2005; Кокарев А.Л., Шестерова И.Н., 2007; Bolch T., 2006]. Определение площадей ледников, моренных комплексов и других объектов ледниковых систем проводилось в ГИС-программе MapInfo.

Для качественной идентификации некоторых гляциологических объектов (в частности, морен, каменных глетчеров и др.) возникла необходимость в создании цифровой модели рельефа (ЦМР). Она была создана с применением данных спутникового зондирования поверхности Земли (по радарным данным SRTM) и с высокой точностью «посажена» на космические снимки ГИС с трансформацией в UTM WGS84. В процессе тестирования радарных данных и перевода их из бинарного формата в формат MapInfo была отмечена высокая степень их совпадения с орографическим слоем топографической основы масштаба 1:100 000. В результате были построены изолинии через 50 и 100 м, появилась возможность качественной визуализации космических изображений с помощью инструментариев объема (3D моделирование).

Кроме собственно гляциологических параметров (площади ледников, боковых и конечных морен, содержащих погребенный лед, длины ледников и морен, высотные отметки положения каждого ледника и морены и т.д.), карты ГИС оледенения Илейского Алатау содержат информацию о приледниковых озерах и каменных глетчерах. Так, только в бассейнах рек Улькен, Киши Алматы и Сол Талгар определены 52 приледниковых озера общей площадью 0,31 км^2 и 41 каменный глетчер общей площадью 9,12 км^2.

Сравнение результатов дешифрирования объектов гляциологического мониторинга с использованием ДДЗ различного разрешения позволило выявить точность определения площадей полигонов: отклонение определений площадей отдельных полигонов по снимкам Landsat 7 и IRS составила менее 4 % (с разными знаками) от результатов определений по снимкам ALOS и IKONOS. Результаты определения площади (с использованием космического снимка Landsat ETM+) отдельных ледников и моренных комплексов вполне сопоставимы с результатами фотограмметрической съемки горноледникового бассейна Туйыксу [Eder K. at al., 2005]. Данные определения площади ледника Туйыксу по результатам дешифрирования космических снимков и наземной ежегодной теодолитной съемки [Glacier Mass .., 2009] отличаются менее чем на 1 %. Все это позволяет доверять результатам дешифрирования космических снимков в целях гляциологического мониторинга. На основе ДДЗ и обработки их в ГИС-программе получены данные об оледенении северного склона Илейского Алатау.

Расчет объема ледников V_i и погребенного льда $q_{\text{пл}}$ производился по формулам, рекомендованным П. А. Черкасовым [Современное .., 2002; Черкасов П.А., 2004]:

1) для ледников "основных долин":

$$V_i = 29{,}76 F_i^{1{,}30} / 10^3, \tag{21}$$

$$q_{\text{пл}} = 29{,}76 \cdot F_{\text{пл}}^{0{,}339} \cdot K_{\text{пл}} \cdot F_{\text{пл}} \cdot 10^{-3}; \tag{22}$$

2) для ледников "висячих долин и каров", площадью менее 3км^2:

$$V_i = 49{,}37 F_i^{1{,}2} / 10^3, \tag{23}$$

$$q_{\text{пл}} = 49{,}369 \cdot F_{\text{пл}}^{0{,}202} \cdot K_{\text{пл}} \cdot F_{\text{пл}} \cdot 10^{-3}; \tag{24}$$

3) для ледников «горных склонов»:

$$V_i = 0{,}00393 F_i^{1{,}126} / 10^6, \tag{25}$$

$$q_{\text{пл}} = 0{,}00393 \cdot F_{\text{пл}}^{0{,}126} \cdot K_{\text{пл}} \cdot F_{\text{пл}} \cdot 10^{-6}; \tag{26}$$

4) для ледников площадью менее 0,1км^2:

$$V_i = 3{,}93 \cdot 10^{-6} \left(\frac{\sum F_i}{n} \right)^{1{,}32}, \tag{27}$$

$$q_{ал} = 0{,}00393 \cdot \left(\frac{F_{ал<0,1}}{n_{ал<0,1}} \cdot n_{ал<0,1} \right)^{0{,}125} \cdot K_{ал} \cdot F_{ал<0,1} \cdot 10^{-6}, \qquad (28)$$

где F_i – площадь открытого льда; F_i – площадь i-го ледника <0,1 км^2; $K_{ал}$ – коэффициент перевода средней толщины открытой части ледника в толщину "мертвого" погребенного льда (0,5); $F_{ал}$ – площадь открытого льда; $F_{ал}$ – площадь погребенного льда; $F_{ал<0,1}$ – общая площадь открытого льда ледников в бассейне реки с площадью < 0,1 км^2; $n_{ал<0,1}$ – общее количество ледников в бассейне реки с площадью <0,1 км^2, имеющих площади погребенного льда под боковыми и конечными моренами; $F_{ал<0,1}$ – площадь погребенного льда у ледников с площадью <0,1 км^2. В формулах (21) – (24) F – в км^2, а в формулах (25) – (28) – в м^2.

Общая схема распределения ледников северного склона Илейского Алатау представлена на **рис. 44**.

На северном склоне Илейского Алатау в 2008 году зарегистрирован 441 ледник общей площадью открытой части 171,96 км^2, объемом льда 6,897 км^3, с площадью морен 91,63 км^2 и объемом погребенного льда 1,723 км^3 (табл. 23). Для сравнения в Каталоге [Вилесов Е.Н., Хонин Р.В., 1967] по состоянию на 1955 год было зафиксировано 307 ледников общей площадью открытой части 271,2 км^2 (по уточненным данным Е. Н. Вилесова [Вилесов Е.Н., Уваров В.Н., 2001] 287,3 км^2), объемом льда согласно данным [Вилесов Е.Н., Уваров В.Н., 2001] 11,540 км^3. В табл. 24 представлены распределение количества и площади ледников северного склона Илейского Алатау по экспозициям и морфологическим типам по состоянию на 2008 год.

По экспозициям площади ледников (в процентном отношении к общей площади открытой части ледников северного склона Илейского Алатау) распределяются следующим образом: С – 45,8 %, СВ – 15,1 %, В – 3,3 %, ЮВ – 1,1 %, Ю –0,3 %, ЮЗ –0,02 %, З –7,9 %, СЗ – 26,5 %. По морфологическим типам ледников их площади составляют: долинные – 41,2 %, котловинные – 15,9 %, висячие долинные – 10,9 %, асимметричные долинные – 2,7 %, карово-долинные – 1,1 %, шлейфовые – 8,7 %, висячие каровые – 1,6 %, каровые – 9,1 %, карово-висячие – 2,5 %, висячие – 5,8 %, ледники плоских вершин – 0,5 %.

Для выявления общей тенденции изменения площади оледенения Иле Алатау на график были нанесены результаты всех имеющихся инвентаризаций [Вилесов Е.Н., Уваров В.Н., 2001; Черкасов П.А. и др., 1998 Современное экологическое.., 2002; Кокарев А.Л., 2009] (табл. 25), а затем полученный график аппроксимировался прямой (**рис. 45**).

Согласно **рис. 45** площадь оледенения Иле Алатау постоянно сокращалась с 1955 по 2008 г. со средней скоростью 2,2 км^2/год. Общая потеря площади оледенения за рассматриваемый период составила около 117 км^2 (около 40% от первоначальной площади).

Таблица 23. **Характеристика ледников в бассейнах рек северного склона Илейского Алатау по состоянию на 2008 год**

Бассейн реки	Число ледников			Площадь открытой части, км²			Объем открытой части, км³			Площадь морен, км²	Объем льда под моренами, км³
	S<0,1 км²	*S*>0,1 км²	Всего	*S*<0,1 км²	*S*>0,1 км²	Всего	*S*<0,1 км²	*S*>0,1 км²	Всего		
Узын Каргалы	24	16	40	0,56	7,26	7,82	0,008	0,255	0,263	7,06	0,121
Шамалган	13	5	18	0,38	0,94	1,32	0,007	0,034	0,041	1,40	0,021
Каскелен	21	11	32	0,52	8,16	8,68	0,008	0,345	0,353	5,64	0,098
Аксай	17	14	31	0,35	8,91	9,26	0,006	0,298	0,304	6,22	0,102
Карагайлы	11	3	14	0,38	1,97	2,35	0,007	0,055	0,062	2,05	0,027
Проходная	29	11	40	0,51	2,83	3,34	0,010	0,109	0,119	3,95	0,050
Улькен Алматы	19	27	46	0,55	13,54	14,09	0,010	0,479	0,489	8,56	0,147
Киши Алматы	3	8	11	0,13	5,54	5,67	0,001	0,215	0,216	2,70	0,050
Сол Талгар	23	46	69	0,67	45,99	46,66	0,011	2,055	2,066	18,77	0,408
Орта Талгар	19	25	44	0,59	17,98	18,57	0,009	0,736	0,745	8,80	0,174
Он Талгар	8	3	11	0,11	2,11	2,22	0,001	0,067	0,068	1,48	0,023
Есик	24	28	52	0,87	30,66	31,53	0,014	1,263	1,277	13,92	0,263
Тургень	10	23	33	0,42	20,03	20,45	0,006	0,888	0,894	11,08	0,239
Всего	221	220	441	6,04	165,92	171,96	0,098	6,799	6,897	91,63	1,723

Таблица 24. **Распределение количества (числитель) и площади (знаменатель, км²) ледников северного склона Илейского Алатау по экспозициям и морфологическим типам на 2008 год**

Морфологический тип	Экспозиция								*Всего*
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
Долинный	28/35,97	10/11,23	1/1,20	-	-	-	4/8,30	10/14,09	53/70,79
Котловинный	7/18,29	-	-	-	-	-	-	2/9,00	9/27,29
Висячие долинные	3/2,79	6/4,23	1/1,52	3/2,44	-	-	-	7/7,78	20/18,76
Асимметричные долинные	-	-	-	-	-	-	-	1/4,72	1/4,72
Карово-долинный	1/0,38	1/0,73	-	-	-	-	-	2/0,83	4/1,94
Шлейфовый	6/4,73	7/5,38	1/1,97	1/1,09	-	-	1/0,11	6/1,63	22/14,91
Висячие каровые	5/2,03	3/0,36	-	-	1/0,13	-	1/0,21	-	10/2,73
Каровый	28/7,18	13/2,34	4/0,47	-	1/0,20	-	1/0,40	19/5,06	66/15,65
Карово-висячие	14/2,59	2/0,42	-	-	-	-	-	5/1,33	21/4,34
Висячий	106/4,77	34/1,76	11/0,51	10/0,42	8/0,11	2/0,03	22/1,27	38/1,15	231/10,02
Плоских вершин	-	-	-	2/0,30	-	-	2/0,51	-	4/0,81
Всего	198/78,73	76/26,45	18/5,67	16/4,25	10/0,44	2/0,03	31/10,80	90/45,59	441/171,96

Примечание. Прочерки – отсутствие ледников.

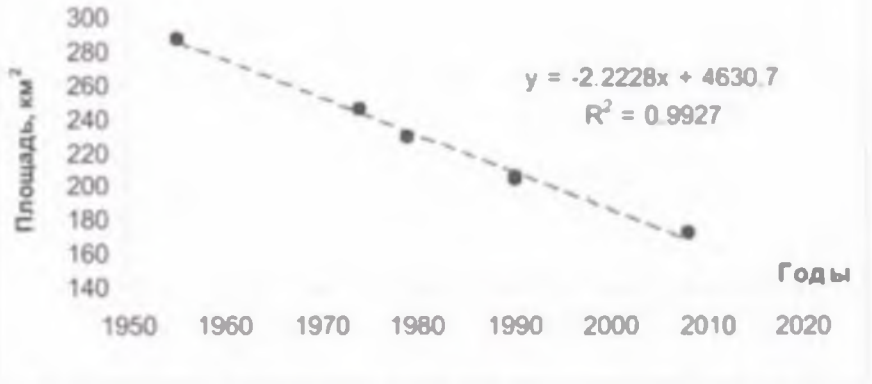


Рис. 45. Изменение площади оледенения Илейского Алатау с 1955 по 2008 г.

Таблица 25. **Площадь оледенения Илейского Алатау по результатам инвентаризаций**

Источник данных	Площадь, км²					Тренд, км²/год
	1955	1975	1979	1990	2008	
Вилесов Е.Н.	287		229	205		-2,22
Черкасов П.А.		245		204		
Кокарев А.Л.					172	

4.2.1. Изменение темпов деградации оледенения

При сохранении общей тенденции деградации ледников темпы сокращения площади оледенения в течение рассматриваемого периода не оставались неизменными. Это отчетливо выявляется по данным каталогов ледников северного склона Илейского Алатау, для территории которого составлены унифицированные каталоги ледников по состоянию на 1955, 1975, 1979, 1990 и 2008 гг. Сравнительный анализ данных этих каталогов показал, что темпы деградации оледенения существенно различаются как по территории, так и во времени. В обеих ледниковых системах наибольшему сокращению подверглось оледенение южных макросклонов хребтов – бассейна реки Аксу на южном склоне Кунгей Алатау и в междуречье Коргас-Осек на южном макросклоне Жетысуского Алатау [Severskiy I.V. at al. 2006, Северский И.В., Токмагамбетов Т.Г., 2004; Котляков В.М., Северский И.В., 2007].

Наиболее интенсивно оледенение региона сокращалось во второй половине 70-х годов, когда во всех рассматриваемых районах темпы сокращения площади оледенения составляли от 1,17 до 1,55% в год

Рис. 46. Изменение темпов сокращения площади оледенения северного склона Иле Алатау

[Severskiy I.V. at al., 2006; Котляков В.М., Северский И.В., 2007]. В последующий период темп деградации оледенения региона неуклонно сокращался вплоть до середины первого десятилетия XXI в. Отметим, что сходный характер динамики оледенения выявлен и для бассейна р. Язгулем на Западном Памире [Глазырин Г.Е., Колома Ю., 2003] и ряда бассейнов Гиссаро-Алая [Батыров Р.С., Яковлев А.В., 2004].

В последующем А.Л. Кокаревым определены морфометрические характеристики ледников главных бассейнов северного склона Илейского Алатау (междуречье Каскелен – Тургень) по космическим снимкам ALOS, IRS (LISS) и Landsat 7 ETM 2008 г. разрешением 15,0, 23,5 и 30 м соответственно, послужившие основой нового каталога ледников по состоянию на 2008 год [Кокарев А.Л., 2009].

В дополнение по аналогичным снимкам определена площадь ледников бассейна р. Киши Алматы по состоянию на 2006 гг., пересчитанная в последующем в величины площади оледенения северного склона Илейского Алатау на основе выявленных устойчивых соотношений площади оледенения частного бассейна и ледниковой системы в целом (обоснование возможности такого пересчета приведено ниже). Таким образом, мы имеем возможность сопоставить параметры ледников Иле-Балкашского бассейна на примере наиболее изученного оледенения северного склона Илейского Алатау по данным соответствующих определений за 1955, 1975,1979, 1990, 1999, 2006 и 2008 гг.

Рис. 46 иллюстрирует изменения темпов сокращения площади оледенения наиболее изученной ледниковой системы северного склона

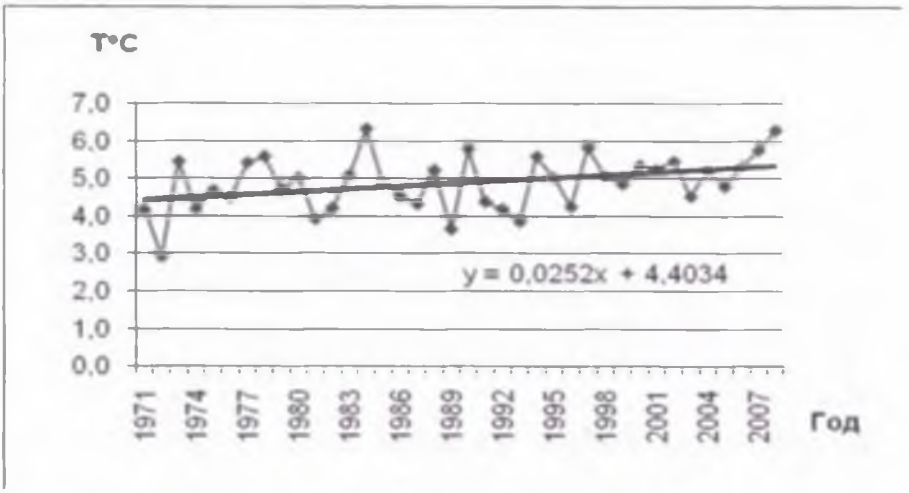


Рис. 47. Изменения среднелетней (июнь–август) температуры воздуха на ст. Туйыксу с 1971 по 2008 г.

Илейского Алатау. Как видим, скорость сокращения площади оледенения в течение всего рассматриваемого периода не оставалась постоянной.

Темпы деградации оледенения северного склона Илейского Алатау, достигнув максимума в середине 1970-х, в течение последующего периода, включая 2006 г., сокращались. Ясно, что динамика темпов деградации определяется, главным образом, сочетанием двух факторов: суммы аккумуляции осадков и температурой воздуха периода абляции. На **рис. 47** представлен ход скользящих трехлетних значений среднелетней (июнь–август) температуры воздуха на метеостанции Туйыксу с 1972 по 2008 г.

В ходе среднелетней температуры на фоне общего положительного тренда отчетливо прослеживаются три периода с преобладанием относительно высоких температур летнего сезона, разделенных периодами ее понижения.

Существенное повышение температуры наблюдалось в течение 1970-х и первой половине 1980-х годов. Именно в этот период темпы сокращения площади ледников достигли максимума (**рис. 48**). Более продолжительное, но менее интенсивное повышение среднелетней температуры наблюдалось в конце 80-х – 90-х годов прошлого века. В этот период сокращение темпов деградации ледников заметно замедлилось. Понижение среднелетней температуры наблюдалось в 1978–1981, 1984–1989 и 1998–2003 годах.

Анализ данных круглогодичного мониторинга на базе горного стационара «Ледник Туйыксу» позволяют предположить, что главной причиной увеличения темпов деградации оледенения региона с начала

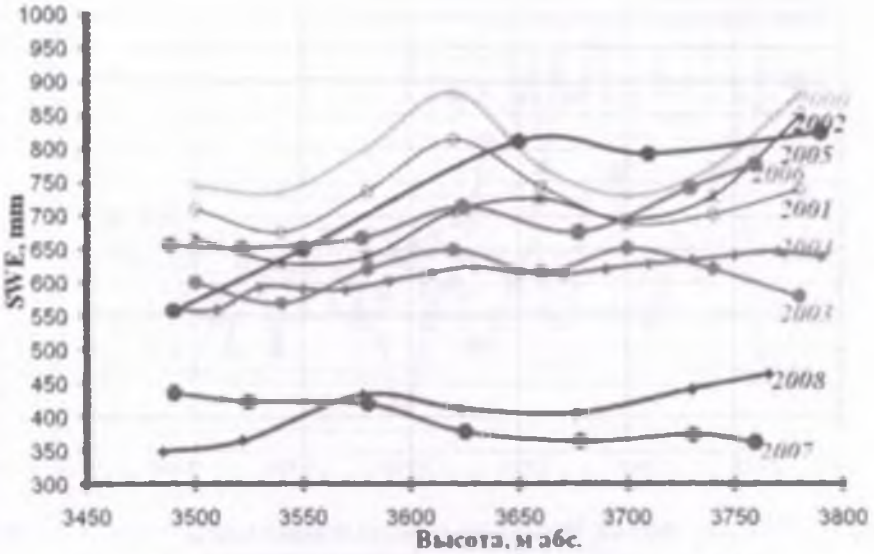


Рис. 48. Распределение максимальных снегозапасов (SWE) на леднике Туйыксу в зависимости от абсолютной высоты за 2000 – 2008 гг.

1970-х годов стали аномально малые величины зимней аккумуляции в ледниковом диапазоне гор. Именно в 1970-х – начале 1980-х годов, когда среднелетние температуры и темпы деградации оледенения рассматриваемого региона были наибольшими, максимальные запасы воды в снежном покрове гляциального пояса, судя по данным наблюдений на леднике Туйыксу, были значительно (в отдельные годы на 60 – 70 %) ниже нормы. В 2007 и 2008 гг. они были в 1,5 – 2 раза ниже, чем в предыдущие 7 лет (**рис. 48**). Максимум снегонакопления на леднике в 2008 г. наблюдался в конце первой декады мая – на месяц раньше, чем в среднем за весь период наблюдений. Следовательно, почти на месяц раньше обычного началось таяние вековых запасов льда.

Именно аномально малые снегозапасы на фоне относительно высоких температур воздуха в абляционный период стали причиной резкой активизации процессов деградации ледников в последние годы. Зависимость темпов деградации оледенения от величин максимального снегонакопления на ледниках отчетливо прослеживается на протяжении всего периода наблюдений. Это ясно проявляется в динамике зимнего баланса массы (**рис. 49**). По сути, изменение темпов деградации оледенении (**рис. 46**) является зеркальным отражением изменений зимнего баланса массы (**рис. 49, 50**).

При средней за период наблюдений величине зимнего баланса массы, равной 720 мм, в динамике этой характеристики выделяются два контрастных периода снежности. Первый – с 1957 по 1970 г., когда величины зимнего баланса ледника Туйыксу, за редким исключением, состав-

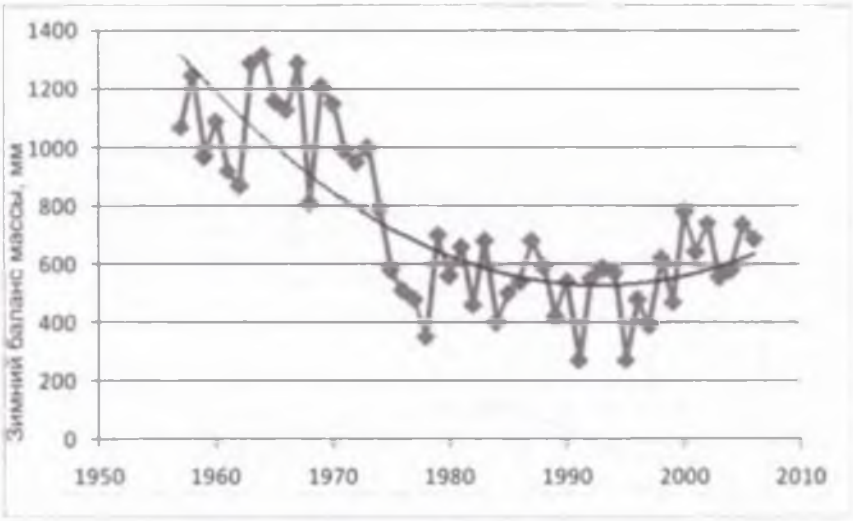


Рис. 49. Изменение зимнего баланса массы ледника Туйыксу с 1957 по 2006 г.

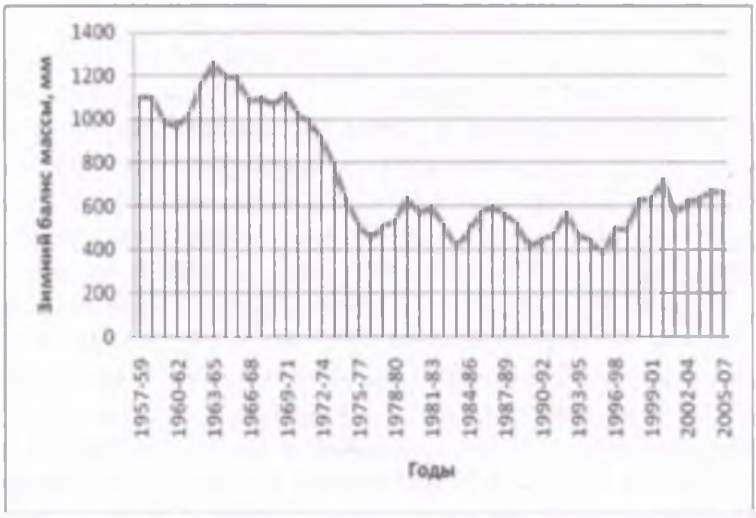


Рис. 50. Изменение трехлетних скользящих средних величин зимнего баланса массы ледника Туйыксу с 1955 по 2007 г. Среднее за период наблюдений - 723 мм

ляли 1000 – 1300 мм. В течение второго периода, продолжающегося с конца 1970-х годов до наших дней, величины зимнего баланса массы, были преимущественно от 400 до 600 мм. Лишь с начала XXI в. вплоть до 2006 г. они приблизились к среднему за период наблюдений (рис. 49). Семидесятые годы прошлого века характеризуются как переходный период, в течение которого величины зимнего баланса массы быстро со-

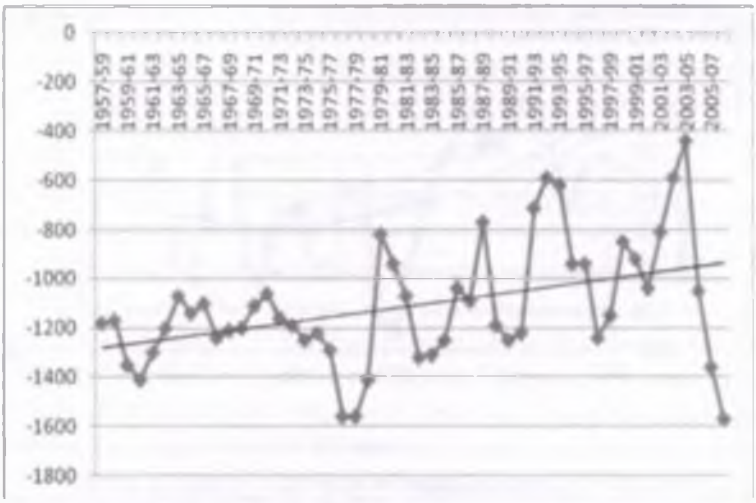


Рис. 51. Изменение скользящих средних трехлетних величин летнего баланса массы ледника Туйыксу с 1957 по 2008 г.

кращались. Именно в этот период наблюдались устойчивые положительные аномалии температуры летнего сезона и наибольшие темпы сокращения площади оледенения рассматриваемого региона.

С 1979 по 2000 г.величины зимнего баланса массы при общей тенденции их сокращения были преимущественно 400–600 мм и превысили 700 мм в 1979, 1981, 1983 и 1987 гг. Отметим, что именно в эти годы осредненная за период абляции температура на станции Туйыксу была ниже средней. Сочетание относительно невысоких температур летнего сезона с повышенным снегонакоплением на ледниках обеспечело снижение темпов сокращения площади оледенения. С середины 1990-х до 2006 г. наблюдалась устойчивая тенденция увеличения зимнего баланса массы и, несмотря на положительный тренд монотонного повышения летней температуры, темпы сокращения площади оледенения продолжали сокращаться (**рис. 46**).

Рассмотренный характер изменений темпов деградации оледенения региона вполне отчетливо проявился и в динамике величин летнего баланса массы (**рис. 51**). После относительно устойчивых потерь массы с 1957 по 1970 г. и их увеличения до максимума в 1560 –1580 мм во второй половине 1970-х годов, в течение последующего периода вплоть до 2006 г. наблюдалась устойчивая тенденция их сокращения. Но в последние три года потери массы ледника резко возросли, достигнув в 2008 г. абсолютного максимума.

Общий характер изменений состояния ледика Туйыксу более отчетливо проявился в динамике и годового баланса массы (**рис. 52**). С середины 1970-х годов, когда ежегодные потери массы достигли максимума

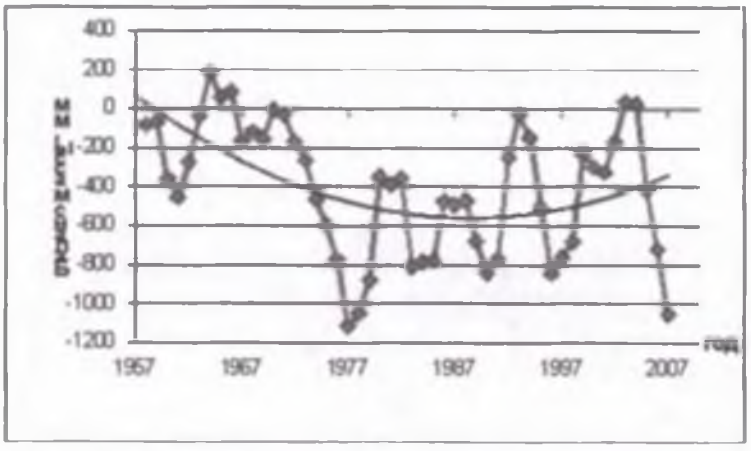


Рис. 52. Ход скользящих трехлетних средних величин годового баланса массы ледника Туйыксу с 1957 по 2008 г.

в 1560–1580 мм, в течение всего последующего периода вплоть до 2006 г. наблюдалась устойчивая тенденция сокращения годовых потерь массы ледника. В последующие три года потери массы ледника увеличились почти вчетверо и в 2008 г. достигли 1600 мм – абсолютного максимума за весь период наблюдений (**рис. 52**).

Положительный баланс массы ледника наблюдался лишь во второй половине 1960-х годов, на которые пришлись два экстремально снежных года – 1965/66 и 1968/69 гг. Наибольшие годовые потери массы ледника приходятся на 1970-е годы, а абсолютный максимум потерь наблюдался во второй половине этого десятилетия. Однако уже к началу 1980-х годов величины годовых потерь массы сократились почти втрое относительно максимальных и тенденция к их сокращению наблюдалась в течение всего последующего периода вплоть до 2006 г.

Иными словами, на общем фоне относительно плавного повышения температуры периода абляции состояние оледенения решающим образом определялось величинами зимнего снегонакопления в ледниковом диапазоне гор.

Таким образом, можно полагать, что режим оледенения региона определяется не столько изменением температуры абляционного периода, сколько величиной зимнего баланса массы. В этом отношении показательно, что, несмотря на максимальную интенсивность деградации ледников, харктерную для первой половины 1970-х годов, годовой сток большинства рек Иле-Балкашского региона в этот период резко сократился – практически вдвое, как и зимний баланс массы ледника Туйыксу. Стабилизация речного стока наблюдалась в 1980-х годах, а с конца этого десятилетия общая тенденция изменений стока рек региона стала устойчиво положительной. Иными словами, рассмотренный

общий характер изменений речного стока практически повторяет динамику снежности гляциально-нивального пояса, наиболее значимого для формирования стока. С учетом изложенного можно заключить, что увеличение ледниковой составляющей в речном стоке в период максимальной деградации ледников (1970-е годы) не было определяющим: изменения стока даже в этот период практичеси повторяли динамику снежности высокогорного пояса.

Вполне вероятно, что именно в контрастах снежности заключается одна из главных причин существенных межрегиональных различий современных изменений состояния оледенения: межрегиональные и межбассейновые контрасты снежности типичны для всех горно-ледниковых районов. Значительные межбассейновые (межрегиональные) различия реакции оледенения на изменения климата вполне естественны. Они обусловлены закономерными изменениями температуры приземного воздуха и режима солнечной радиации в зависимости от географической широты и абсолютной высоты местности.

Априори ясно, что при прочих равных условиях потери льда ледников Тибетского нагорья будут меньше, чем на относительно невысокой периферии Тянь-Шаня: при прочих равных условиях суммы положительных среднесуточных температур за абляционный период на Тибетском плато будут значительно ниже, чем на периферии Тянь-Шаня. По тем же причинам темпы деградации ледников должны сокращаться и с переходом от южных горных районов к северным. Очевидно, главная причина этих различий – в особенностях изменений регионального климата. Наиболее контрастен режим ледников в районах с морским и континентальным климатом. Это особенно ярко проявляется в режиме ледников южной и юго-восточной периферии Гималаев с выраженным муссонным климатом, с одной стороны, и Гиндукуш-Каракорума и Тибетского нагорья с резко континентальным климатом – с другой [Сю Джианчу, 2007 и др.].

Но в появлении этих различий немаловажную роль играют и причины субъективного характера. Одна из них – использование различных исходных данных для оценки динамики оледенения бассейна либо горной страны в целом. Одни авторы используют с этой целью данные о площади открытой части ледников (чистый лед), другие – площадь всего ледника, включая часть его, погребенную под современной мореной. Естественно, итог определений площади ледников и темпов их деградации, основанный на этих подходах, будет значительно различаться. Анализ данных каталогов ледников Илейско-Кунгейской и Жетысуской ледниковых систем, составленных на 4-5 разных лет периода с 1955 по 1999 г., показал, что доля площади погребенной части ледников по мере деградации оледенения быстро увеличивается: все большая часть площади ледников переходит из состояния открытой в состояние погребенной.

В этой связи возникает вопрос о том, насколько адекватно данные о сокращении площади открытой части ледника отражают реальные потери ледниковых ресурсов. К сожалению, данные прямых определений запасов льда погребенных ледников нет, существующие методы расчета этих величин неизменно сопряжены с необходимостью применения различного рода допущений, и степень соответствия рассчитанных величин реальным практически неизвестна.

Анализ результатов повторной фотограмметрической съемки туйыксуйской группы ледников в бассейне р. Киши Алматы, проведенной немецкими специалистами в 1958 и 1998 гг. [Severskiy I.V. at al., 2006; Кокарев А.Л., 2009; Кокарев А.Л., Шестерова И.Н., 2007; Eder K. at al., 2005], показал, что за упомянутый период в той или иной мере произошло понижение поверхности большей части современной морены. При этом положение нижней границы погребенной части ледников за 40 лет практически не изменилось. Отдавая себе отчет в том, что упомянутое понижение поверхности в какой-то мере могло произойти вследствие ликвидации внутриморенных пустот, полагаем, что в основном изменение высоты поверхности произошло за счет таяния погребенного льда.

Таким образом, можно достаточно уверенно говорить о том, что по мере деградации ледника происходит процесс его перехода из состояния открытого в состояние погребенного, т.е. процесс консервации части ледника, поверхность которого по мере отступания фронта открытой его части покрывается все более значительным слоем моренных отложений. Следовательно, сокращение площади открытой части ледника не вполне адекватно характеризует потери ледниковых ресурсов и достаточно уверенно можно считать, что даже полное исчезновение площади открытой поверхности ледников вовсе не означает полное истощение ледниковых ресурсов – значительная часть их остается в погребенном состоянии и продолжает участвовать в формировании стока.

С учетом сказанного задача оценки запасов и режима погребенной части ледников приобретает особый приоритет. Можно надеяться, что решение этой задачи в какой-то мере возможно в рамках проекта GLIMS – Global Land Ice Measurement from Space (Отдел физической географии Университета Фриборг – Германия) либо посредством повторной фотограмметрической съемки с борта самолета при соответствующем наземном обеспечении.

Поскольку данные об изменении площади открытой части ледников не вполне адекватно отражают реальные изменения ледниковых ресурсов, возникает вопрос: какую информацию следует использовать для мониторинга динамики оледенения – данные о площади всего ледника, включая его погребенную часть, либо данные о площади лишь открытой части ледника? Априори ясно, что при прочих равных условиях более надежно по космическим снимкам определяются границы откры-

той части ледника и менее надежно – границы его погребенного части. Об этом свидетельствуют и данные об изменении абсолютной высоты нижней границы всего ледника и открытой его части, содержащиеся в каталогах ледников. Если высота нижней границы открытой части ледников по мере их деградации неуклонно увеличивается, что естественно, то изменения высоты нижней границы погребенной части ледника, выявляемые по данным последовательных каталогов ледников, носят хаотический характер. Единственной причиной рассматриваемых различий в изменении упомянутых высотных отметок могут быть ошибки в определении высот нижних концов погребенной части ледников.

Заметим, что определения характеристик, представленных в каталогах ледников, выполнены, как правило, специалистами-гляциологами высокой квалификации с многолетним опытом полевых гляциологических исследований. Даже для них эта задача оказалась не простой. Нетрудно представить, каков будет результат, если эти определения будут выполнены на основе дешифрирования космических снимков молодыми специалистами, не имеющими опыта полевых гляциологических исследований.

Все это дает основание предложить использовать для сравнительно анализа изменений оледенения различных горно-ледниковых районов данные о площади открытой части ледников как более надежно определяемого показателя. Именно эти данные содержатся в бюллетенях Мировой службы мониторинга ледников.

Но для адекватной оценки изменений ледниковых ресурсов необходимо учитывать и изменения площади погребенной части ледников. Соответственно в научных публикациях по проблемам динамики оледенения следовало бы приводить обе характеристики и, по крайней мере, указывать, какими данными оперировал исследователь – о площади всего ледника либо лишь открытой его части.

Принципиально, вполне надежно можно определить недостающий показатель, воспользовавшись соотношением площадей открытой и погребенной части ледников. Но надо иметь в виду, что по мере деградации ледников это соотношение изменяется нелинейно и для определения его численного значения необходимо иметь как минимум три разновременных каталога ледников, что все еще большая редкость.

4.3. Возможности оперативного мониторинга изменений оледенения целостных ледниковых систем

Согласно результатам исследований в течение большей части прошлого столетия оледенение горных районов мира находилось преимущественно в стадии деградации, но темпы сокращения ледниковых ресурсов были невелики и ледники оставались в более или менее устойчи-

вом состоянии. Ситуация изменилась в середине 1970-х годов, когда резко активизировались процессы деградации ледников в большинстве горных районов мира [Dyurgerov M.B., Meier M.F., 2005; Котляков В.М., Северский И.В., 2007]. Темпы изменения ледниковых ресурсов разных горных стран различны. Наибольшей интенсивностью деградации характеризовались ледники Скалистых гор. Немногим меньше она на Аляске, в Каскадных горах и в Центральной Азии. Зеркально противоположный характер режима оледенения характерен для гор Скандинавии: с середины 1970-х годов баланс их массы был устойчиво положительным, причем темпы прироста ледниковых ресурсов значительно возросли с конца 1980-х годов и продолжали оставаться высокими, по крайней мере, вплоть до конца прошлого века.

Из числа опорных в сети Мировой службы мониторинга ледников наибольшей устойчивостью во второй половине XX в. отличались ледники канадского сектора Арктики (о. Аксель-Хейберг) и Алтая. Характерно также, что вплоть до конца 80-х годов ледники Скандинавии и Альп имели сходный режим, оставаясь в положительном секторе баланса массы, при этом абсолютные его значения были больше на ледниках Альп. С середины 1990-х годов их динамика изменилась: величины баланса массы континентальной Европы начали более интенсивно сокращаться и со второй половины 1990-х годов стали устойчиво отрицательными. Ускорение деградации оледенения с середины 1990-х годов наблюдается также в Патагонии, высоких горах Центральной Азии, Аляски, в Андах, Каскадных и Скалистых горах [Котляков В.М., Северский И.В., 2007; Dyurgerov M.B., 2010].

Значительные межбассейновые (межрегиональные) различия реакции оледенения на изменения климата вполне естественны. Они обусловлены закономерными изменениями температуры приземного воздуха и режима солнечной радиации в зависимости от географической широты и абсолютной высоты местности.

Априори ясно, что при прочих равных условиях потери льда ледников Тибетского нагорья будут меньше, чем на относительно невысокой периферии Тянь-Шаня: при прочих равных условиях суммы положительных среднесуточных температур за абляционный период на Тибетском плато будут значительно ниже, чем на периферии Тянь-Шаня. По тем же причинам темпы деградации ледников должны сокращаться и с переходом от южных горных районов к северным. Очевидно, главная причина этих различий –в особенностях изменений регионального климата. Наиболее контрастен режим ледников в районах с морским и континентальным климатом. Это особенно ярко проявляется в режиме ледников южной и юго-восточной периферии Гималаев с выраженным муссонным климатом, с одной стороны, и Гиндукуш-Каракорума и Тибетского нагорья с резко континентальным климатом – с другой [Dyurgerov M.B., Meier M., 2005; Dyurgerov M.B., 2010].

В пределах одной горной страны либо единого региона (горные районы Средней Азии, например) режим ледников имеет единую направленность и, в общем, сходные темпы изменений, хотя и здесь выявляются существенные межбассейновые различия. Причины этих различий недостаточно изучены. В значительной мере эти различия определяются положением горно-ледникового бассейна в горной системе (периферийные либо внутригорные районы), экспозицией макросклонов горных хребтов и ориентацией бассейнов относительно господствующего направления атмосферного влагопереноса [Severskiy I.V. at al., 2006; Котляков В.М., 2004; Оледенение Северной .., 2006; Северский И.В., Токмагамбетов Т.Г., 2004; Котляков В.М., Северский И.В., 2007]. Одной из наиболее актуальных проблем гляциологии остается мониторинг изменений состояния ледниковых систем различных горных районов.

Ясно, что для исследований изменений оледенения и причин межбассейновых и межрегиональных различий их динамики наибольший интерес представляют данные о состоянии целостных ледниковых систем – совокупности ледников, объединенных территорией с общими взаимосвязями с окружающей средой [Котляков В.М., Комарова А.И., 2007]. Сравнительный анализ таких данных позволил бы оценить влияние зональных (географическая широта, долгота) и региональных (орография, ориентация бассейнов относительно сторон горизонта и господствующего направления атмосферного влагопереноса, положение района в горной системе) факторов на реакцию ледниковых систем на изменения климата.

Исследования изменений состояния ледниковых систем сопряжено с необходимостью единовременной каталогизации ледников значительных по площади районов за различные годы, разделенные промежутками времени в 1-3 десятилетия как минимум. Для большинства горно-ледниковых районов мира таких данных нет, и ожидать, что они появятся вскоре, не приходится

В этой связи представляется интересной попытка рассмотреть возможности оценки состояния целостных ледниковых систем по данным мониторинга оледенения частных бассейнов. Основанием для этого служит очевидное предположение, что факторы, определяющие межбассейновые и межрегиональные различия состояния ледниковых систем, в той или иной мере проявляются в гляциологических характеристиках ежегодно, а в среднем за многолетний период их влияние остается более или менее устойчивым. В конечном итоге это должно проявляться в устойчивости отношения площади ледников частного бассейна к площади оледенения соответствующей ледниковой системы.

Это предположение вполне подтверждается результатами сравнительного анализа данных последовательных каталогов ледников различных районов. В этом отношении наиболее изученным является оледенение гор Юго-Восточного Казахстана: в Институте географии МОН

РК составлены унифицированные каталоги ледников по состоянию на 1955, 1975, 1990, 1999 и 2008 гг. (Илейско-Кунгейская ледниковая система) и 1956, 1972, 1990 и 2000 гг. (Жетысуская ледниковая система).

Сравнительный анализ данных повторных каталогов ледников не оставляет сомнений в устойчивости соотношений площади оледенения частного бассейна и соответствующей ледниковой системы. В табл. 26 и на **рис. 53** представлено изменение доли площади оледенения отдельных речных бассейнов в суммарной площади оледенения Северного склона Илейского Алатау.

Как видим, с 1955 по 2008 г. доля площади оледенения бассейнов рек северного склона Иле Алатау в суммарной площади всей ледниковой системы междуречья Узункаргалы – Тургень практически не изменилась. Просматриваемые в отдельных бассейнах изменения носят случайный характер и обусловлены, скорее всего, погрешностями определения площади ледников по снимкам различного разрешения и качества. Не изменились эти соотношения в Жетысу Алатау (табл. 27, **рис. 54**) и на Алтае (табл. 28). Судя по содержанию публикаций [Шетинников А.С., 1998], они устойчивы и в горах Памира и Гиссаро-Алая.

Устойчивость рассматриваемых соотношений свидетельствует об единой реакции оледенения частных бассейнов и соответствующих ледниковых систем на изменения климата. Иными словами, несмотря на различия в темпах изменения состояния отдельных ледников, обусловленных различиями их морфологии, размеров, экспозиции, вся совокупность ледников частного бассейна реагирует на внешние воздействия так же, как и соответствующая ледниковая система в целом. Это открывает возможности для организации оперативного мониторинга

Таблица 26. Изменение доли площади ледников частных бассейнов в суммарной площади ледников северного склона Иле Алатау (учтена лишь площадь открытой части ледников – «чистый лед»)

Год	Бассейн реки и доля площади его ледников в суммарной площади оледенения ледниковой системы, %												
	Узункаргалы	Шамалган	Каскелен	Аксай	Каргаулды	Проходная	У. Алматы	К. Алматы	С. Талгар	О. Талгар	Он Талгар	Есик	Тургень
1955	3,9	0,6	3,6	4,7	1,4	2,2	9,3	3,4	28,6	10,0	1,5	17,9	12,9
1974	4,6	1,2	5,6	5,4	1,3	2,6	8,2	3,0	25,8	11,4	1,4	16,9	12,6
1990	4,7	0,5	4,7	5,0	1,2	1,9	8,2	3,1	26,8	12,1	1,5	17,6	12,7
2008	4,6	0,9	5,0	5,4	1,4	1,9	8,2	3,3	27,1	10,8	1,3	18,2	11,9

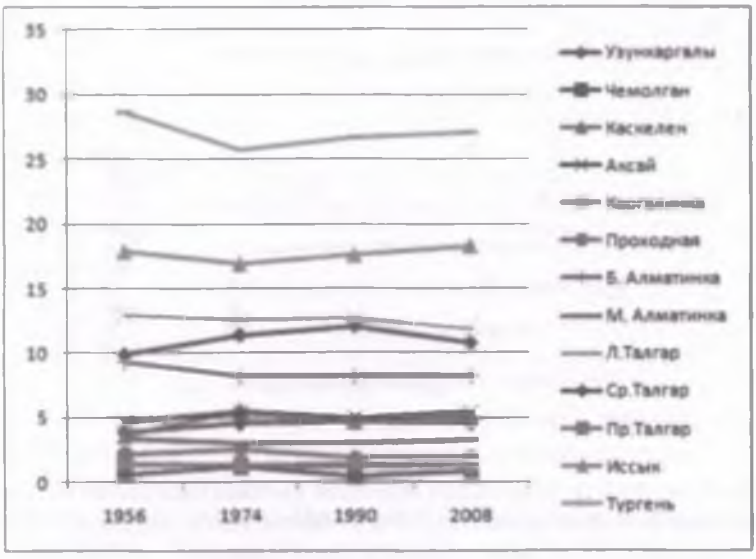


Рис. 53. Изменение доли площади оледенения частных бассейнов в суммарной площади оледенения северного склона Илейского Алатау (междуречье Узункаргалы – Тургень).

Таблица 27. **Изменение доли площади ледников частных бассейнов (чистый лед) в суммарной площади оледенения Южно-Жетысуской ледниковой системы (междуречье Коргас – Осек)**

Год	Бассейн реки и доля площади его ледников в суммарной площади оледенения ледниковой системы, %						
	Коргас	Шижин	Тышкан	Бурхан	У. Осек	О. Осек	К.Осек
1956	36,9	7,6	10,5	0,7	16	11,4	16,9
1972	36,9	6,2	10,8	0,6	16	11,4	18
1990	36,2	6,1	11,1	0,5	15,8	11,2	19,1
2000	37,6	6,5	9,7	0,4	15	11,5	19,2

состояния ледниковых систем: оценив площадь оледенения контрольного бассейна и зная ее долю в суммарной площади ледников всего района (либо группы бассейнов), несложно рассчитать площадь оледенения соответствующей ледниковой системы.

На **рис. 55** представлена зависимость ошибки расчета площади оледенения ледниковой системы от площади оледенения контрольного бассейна. Для построения этой зависимости, помимо данных упомянутых каталогов ледников Илейско-Кунгейской и Жетысуской ледниковых систем, составленных в Институте географии, использованы аналогичные данные по территории Алтая [Никитин С.А., 2009], Памира и Гис-

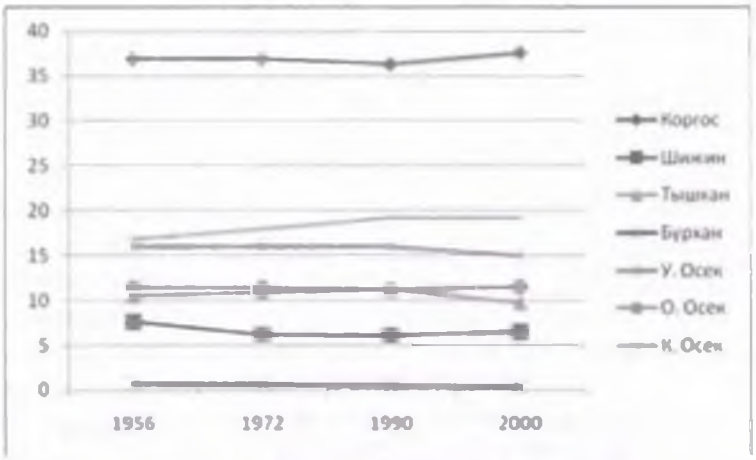


Рис. 54. Изменение доли площади ледников частных бассейнов (чистый лед) в суммарной площади оледенения Южно-Жетысуской ледниковой системы (междуречье Коргас – Осек)

Таблица 28. **Изменение доли площади оледенения отдельных горных хребтов в суммарной площади оледенения Алтая [Никитин С.А., 2009]**

Год	Доля площади оледенения хребтов в суммарной площади оледенения всей ледниковой системы Алтая, %								
	Катунский	Южно-Шуйский	Северо-Шуйский	Южный Алтай	Табын-Богдо-Ола	Мунгун Тайга	Сауыр	Карааалахинские горы	Сарымсакты
1850	31,58	25,19	20	9,29	3,83	3,27	1,93	1,61	1,24
1952	31,99	25,07	20,11	9,39	3,79	3,16	1,89	1,53	1,17
2003	32,71	24,74	20,13	9,49	3,44	3,13	1,86	1,5	1,14

Примечание. Представлены данные по основным (не по всем) составляющим Алтайской ледниковой системы.

саро-Алая [Щетинников А.С., 1998]. Как видим, зависимость носит экспоненциальный характер, и площадь оледенения контрольного бассейна, равная 13-14 км^2, является пороговой: последующее увеличение площади оледенения бассейна практически не сказывается на величине ошибки расчета площади оледенения соответствующей ледниковой системы по данным о площади оледенения контрольного бассейна.

Как видим (**рис. 55**), ошибка определения площади оледенения целостной ледниковой системы при площади оледенения частного бассейна более 5 км^2 не превышает ±10% и сокращается до ±5 % и менее при площади оледенения контрольного бассейна более 10 км^2.

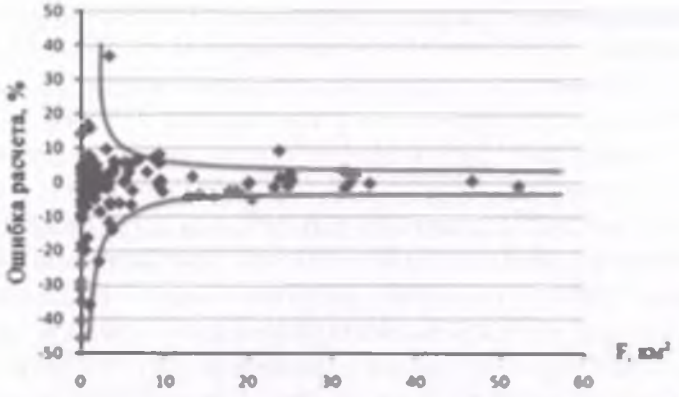


Рис. 55. Зависимость ошибки расчета площади оледенения целостных ледниковых систем по данным о площади оледенения частного бассейна.

Использованы данные по Илейско-Кунгейской и Жетысуской ледниковым системам, Алтаю [Никитин С.А., 2009], Памиру и Гиссаро-Алаю [Щетинников А.С., 1998]

На основе этого результата восстановлена площадь оледенения бассейнов рек Чон-Аксу и Чон-Кемин за 1979 и 1990 гг., что позволило впервые оценить изменения Илейско-Кунгейской ледниковой системы за последние полвека (табл. 29).

Таблица 29. **Изменение площади открытой части ледников Илейско-Кунгейской ледниковой системы по данным унифицированных каталогов ледников**

Район (бассейн)	Площадь оледенения, км²					Среднегодовой темп сокращения, %				
	1955/56	1975	1979	1990	2008	1955/56-1975	1975-1979	1979-1990	1990-2008	1955/56-2008
1	143,8	109,9	(103,9)	(94,0)	84,4	1,179	1,365	0,866	0,567	0,779
2	158,0	138,4	(132,0)	(118,3)	103,8	0,620	1,156	0,944	0,681	0,647
3	287,3	245,1	228,2	204,7	172,0	0,816	1,269	0,936	0,887	0,757
4	293,5	259,9	243,3	222,6	204,5	0,572	1,597	0,773	0,452	0,572
Всего	882,6	748,7	(707,4)	(639,6)	564,7	0,758	1,380	0,871	0,650	0,680

Примечания: 1 – южный склон Кунгей Алатау (бассейн р. Чон-Аксу); 2 – бассейн р. Чон-Кемин; 3 – северный склон Илейского Алатау; 4 – бассейн р. Шелек. Первый каталог ледников районов 1 и 2 составлен по состоянию на 1956 г. и на 1965 г. соответственно, районов 3 и 4 – по состоянию на 1955 г. Площадь оледенения бассейнов 1 и 2 за 1979 и 1990 гг. определена по соотношению с площадью оледенения районов 3 и 4 и их доли в суммарной площади Илейско-Кунгейской ледниковой системы за год, ближайший к расчетному (в данном случае - 1975 г.); Данные о площади оледенения бассейна р. Чон-Кемин за 1955 г. определены по соотношению с площадью оледенения районов 3 и 4 за годы синхронной каталогизации ледников и несколько скорректированы прямой экстраполяцией линии изменений площади оледенения за период с 1975 по 2008 гг.

В целом сокращение площади оледенения Илейско-Кунгейской ледниковой системы с 1955 по 2008 г. составило 35 %. Изменение темпов деградации оледенения практически повторяет картину, выявленную ранее для оледенения северного склона Илейского Алатау: максимальные темпы деградации (1,38% в год для оледенения Илейско-Кунгейской ледниковой системы в целом) наблюдались с 1975 по 1979 г. В среднем за период с 1955 по 2008 г. наиболее интенсивная деградация характерна для оледенения южного склона Кунгей Ала-Тоо (бассейн р. Чон-Аксу), а наименьшая – для орографически закрытого бассейна р. Шелек (табл. 29).

Рассмотренным методом мы воспользовались также для оценки площади оледенения Верхнеилейской ледниковой системы, объединяющей ледники китайской части бассейна р. Иле. Космические снимки 2000 г., пригодные для определения характеристик ледников китайской части бассейна р. Иле, удалось найти лишь для территории бассейна р. Коргас (южный макросклон хребта Борохоро). По этим снимкам разрешением на местности 15 м составлен унифицированный каталог ледников бассейна р. Коргас в пределах Китая по состоянию на 2000 г. Полученные данные о площади ледников использованы для определения площади оледенения Верхнеилейской ледниковой системы на территории китайской части бассейна р. Иле. Расчет выполнен на основе рассмотренной выше устойчивости доли площади оледенения частного бассейна в суммарной площади оледенения всей ледниковой системы.

Согласно китайскому каталогу ледников (1986 г.) площадь оледенения басейна р. Коргас в пределах Китая по состоянию на 1974 г. составляла 55,22 км^2 – 2,73 % от суммарной площади ледников китайской части бассейна р. Иле. По состоянию на 2000 г. площадь оледенения сократилась здесь до 41,70 км^2. Следовательно, суммарная площадь оледенения китайской части бассейна р.Иле в 2000 г. составила 1524,47 км^2 против 2022,66 км^2 в 1974 г. Потери площади оледеннния с 1974 по 2000 г. составили 498,19 км^2 – 24,63 %. Средний темп сокращения площади оледенения за указанный период – 0,947% в год. Темп сокращения площади оледенения бассейнов рек Киши Алматы, Талгар и Тургень на северном склоне Илейского Алатау с 1974 по 1999 г. был 0,928 % в год. Средний темп сокращения площади ледников в бассейнах Южного Жетысу с 1972 по 2000 г. составил 1,08 % в год.

Таким образом, оледенение бассейна р. Иле, как в пределах Казахстана, так и на территории Китая, изменяется синхронно. Различия в темпах деградации оледенения невелики и обусловлены, прежде всего, ориентацией макросклонов горных хребтов. На макросклонах хребтов южной ориентации темпы деградации оледенения за сопоставимые периоды несколько выше, чем на макросклонах северной ориентации.

Устойчивость соотношений площадей оледенения частного бассейна и всей ледниковой системы не менее отчетливо выражена и в соотно-

Таблица 30. **Доля площади ледника в суммарной площади оледенения бассейна (чистый лед)**

Бассейн	Ледник	Доля площади ледника в суммарной площади ледников бассейна по данным за год, %						Средн. за 4 года	Средн. за 6 лет
		1955	1975	1979	1990	1999	2008		
У. Алматы	Городецкого	13,1	9,04	9,7	11,41	11,2	8,2	10,4	10,7
У. Алматы	Советов	7,53	6,9	7,9	7,3	8,5	8,4	7,5	7,8
К. Алматы	Ц.Туйыксу	33,3	39,4	34,9	39,4	39,4	42,7	38,7	38,2
С.Талгар	Богдановича	2,06	2,0		2,25		2,18	2,1	
С.Талгар	Туристов	7.8	7,25		10,0		7,8	8,2	
С.Талгар	Дмитриева	21,9	23,0		23,3		26,5	23,7	
С.Талгар	Тогузак	11,6	11,9		12,2		12,5	12,0	
С.Талгар	Калесника	8,3	9,23		10,0		10,5	9,5	
О.Талгар	Шокальского	45,3	44,2		45,3		43,4	44,6	
Есик	Лобастый	5,7	5,2		5,9		5,06	5,5	
Есик	Григорьева	17,4	17,6	17,6	18,6		18,97	18,2	18,0
Турген	№ 227	8,0	9,45		9,7		9,38	8,9	

шении площади отдельных ледников и площади оледенения частного бассейна: доля площади отдельного ледника в суммарной площади ледников соответствующего бассейна практически постоянна (табл. 30). Это позволяет использовать данные о площади отдельных ледников для расчета площади оледенения всего бассейна, что существенно расширяет возможности оперативного мониторинга динамики оледенения различных районов и может быть использовано для реконструкции оледенения горных районов на основе анализа фотоснимков и результатов инструментальных съемок отдельных ледников за исторический период.

Логичное, казалось бы, предположение о том, что по мере деградации оледенения и исчезновения малых ледников доля площади крупных ледников в суммарной площади оледенения бассейна должна увеличиваться, нельзя признать как общую закономерность. Оно вполне отчетливо подтверждается для ледников Центральный Туйыксуйский (табл. 30), доля площади которого в суммарной площади ледников бассейна в 2008 г. составила 42,7%, ледников Дмитриева – 26,5% и Григорьева – 19%. Значительно менее выражена эта тенденция для ледников Тогузак (12,5%) и Калесника (10,5%). Вместе с тем за рассматриваемый период практически не изменилось это соотношение для ледника Шокальского, доля площади которого в суммарной площади оледенения бассейна в 2008 г. превышала 43%, ледников Советов – 8% , Туристов – 7,8%, Лобастый – 5%, Богдановича – 2%, а для ледника Городецкого (8%) выявлена отрицательная тенденция изменений этого показателя. По-видимому, на данном этапе исследований нет оснований учитывать

эти изменения при расчете площади оледенения бассейна по данным о площади контрольного ледника.

Подведем итог. Результаты сравнительного анализа данных последовательных каталогов ледников не оставляют сомнений в том, что соотношения площади ледников частного бассейна и площади оледенения соответствующей ледниковой системы устойчивы во времени. Также устойчивы во времени и соотношения площади отдельных ледников и площади оледенения соответствующего бассейна.

Это открывает реальные возможности организации оперативного мониторинга состояния целостных ледниковых систем на основе определений морфометрических характеристик ледников отдельных бассейнов с использованием данных дистанционного зондирования из космоса. Единственным критерием применимости данного метода расчета площади оледенения целостных ледниковых систем является размер площади оледенения частного бассейна.

Устойчивость рассматриваемых соотношений открывает возможности организации оперативного мониторинга состояния ледниковых систем различных горных районов по данным мониторинга ледников контрольных бассейнов. На этой основе открывается возможность для сравнительного анализа состояния различных ледниковых систем и исследований причин межбассейновых и межрегиональных различий отклика ледниковых систем на изменения климата.

4.3.1. Исследование изменений оледенения Илейско-Кунгейской и Жетысуской ледниковых систем

Основой для обобщения являются данные унифицированных каталогов ледников, составленные по материалам аэрофотосъемки либо космической съемки по состоянию на 1955, 1975, 1990 и 2008 гг. для Илейско-Кунгейской ледниковой системы и по состоянию на 1956, 1972, 1990 и 2000 гг. для Жетысуской ледниковой системы. Итоговые результаты оценки изменений оледенения обеих ледниковых систем представлены в табл. 31 и 32.

Наиболее полные данные о динамике оледенения имеются для территории северного склона Илейского Алатау. В сочетании с расчетными данными за 1958 и 1998 гг. (на базе данных повторной фотограмметрической съемки) они характеризуют площадь и объем оледенения бассейнов основных рек Илейского Алатау за 5 разных лет в период с 1955 по 2008 г.

Общий характер изменений площади открытой части ледников (чистый лед) северного склона Илейского Алатау представлен ранее на **рис. 46**.

Как видим, темпы деградации оледенения в указанный период не оставались неизменными. Максимальный темп сокращения площади

Таблица 31. **Количество и площадь ледников в Илейско-Кунгейской ледниковой системе**

Ледники	Размерность	Юж. склон хр. Кунгей Алатау	Бассейн реки Чон-Кемин	Сев. склон хр. Илейский Алатау	Бассейн реки Шилик	Всего
1955 г.						
Всего ледников в районе	Кол-во	159	182	307	249	897
	км²	140,3	152,3	308,3	302,4	903,3
Ледники больше 0,1 км²	Кол-во	150	135	251	211	747
	км²	139,7	149,9	306,7	301,4	897,7
Ледники меньше 0,1 км²	Кол-во	9	47	56	38	150
	км²	0,6	2,4	1,6	1,0	5,6
Чистый лед	км²	135,7	137,4	271,2	276,9	821,2
Лед под мореной	км²	4,0	14,9	37,1	24,5	80,5
1975 г.						
Всего ледников в районе	Кол-во	290	257	353	324	1224
	км²	138,42	167,42	285,97	309,69	901,50
Ледники больше 0,1 км²	Кол-во	168	171	263	202	804
	км²	131,64	163,63	281,29	302,70	879,26
Ледники меньше 0,1 км²	Кол-во	122	86	90	122	420
	км²	6,78	3,80	4,68	6,98	22,25
Чистый лед	км²	109,94	138,42	240,44	259,91	748,71
Лед под мореной	км²	21,70	25,20	40,85	42,80	130,55
1990 г.						
Всего ледников районе	Кол-во			460	408	
	км²			261,85	284,95	
Ледники больше 0,1 км²	Кол-во			226	171	
	км²			252,43	275,29	
Ледники меньше 0,1 км²	Кол-во			234	237	
	км²			9,42	9,65	
Чистый лед	км²			204,72	222,64	
Лед под мореной	км²			57,13	52,65	
1999 г.						
Всего ледников в районе	Кол-во					
	км²					
Ледники больше 0,1 км²	Кол-во					
	км²					
Ледники меньше 0,1 км²	Кол-во					
	км²					
Чистый лед	км²	38,8		193,0		
Лед под мореной	км²					
2008 г.						
Всего ледников в районе	Кол-во	179	282	441	271	1173
	км²	92,146	152,3	263,58	208,61	668,14
Ледники больше 0,1 км²	Кол-во	73	123	220	156	572
	км²	89,443	98,8	165,925	200,314	554,48
Ледники меньше 0,1 км²	Кол-во	56	159,0	221	115	551
	км²	2,703	5,0	6,034	4,148	17,89
Чистый лед	км²	89,443	103,8	171,959	204,462	569,66
Лед под мореной	км²		-	91,621		

Таблица 32. **Количество и площадь ледников Жетысуской ледниковой системы**

Ледники	Размерность	Южный склон Жетысуского Алатау (бассейны рек Коргас, Осек)	Бассейн реки Каратал	Западная часть северного склона Жетысу Алатау (бассейны рек Биен, Аксу, Лепсы)	Восточная часть северного склона Жетысу Алатау (бассейны рек Тентек, Ыргайты)	Всего
1956 г.						
Всего ледников в	Кол-во	460	358	343	208	1369
Районе	км²	274,2	253,7	362,4	109,7	1000,0
Ледники больше	Кол-во	333	285	251	116	985
0,1 км²	км²	266,6	250,1	358,6	106,8	982,1
Ледники меньше	Кол-во	127	73	92	92	384
0,1 км²	км²	7,6	3,6	3,8	2,9	17,9
Чистый лед	км²	228,4	202,5	294,6	88,4	813,9
Лед под мореной	км²	45,8	51,2	67,8	21,3	186,1
1972 г.						
Всего ледников в	Кол-во	448	384	354	177	1363
Районе	км²	244,2	224,1	304,8	106,7	879,8
Ледники больше	Кол-во	306	256	248	109	919
0,1 км²	км²	234,3	217,2	298,8	103,5	853,8
Ледники меньше	Кол-во	142	128	106	68	444
0,1 км²	км²	9,8	6,8	6,0	3,2	25,8
Чистый лед	км²	194,1	176,0	245,3	83,8	699,2
Лед под мореной	км²	50,1	48,1	59,4	22,8	180,4
1990 г.						
Всего ледников в	Кол-во	533	356	327	148	1364
Районе	км²	211,4	159,273	222,121	71,958	664,75
Ледники больше	Кол-во	246	209	238	87	780
0,1 км²	км²	143,6	152,046	217,858	68,895	582,4
Ледники меньше	Кол-во	287	147	89	61	584
0,1 км²	км²	9,9	7,227	4,263	3,09	24,5
Чистый лед	км²	153,5				
Лед под мореной	км²	57,9				
2000 г.						
Всего ледников в	Кол-во	482	370	339	127	1318
Районе	км²	214,5	131,925	200,688	59,646	606,76
Ледники больше	Кол-во	353	186	223	70	832
0,1 км²	км²	128,3	125,507	195,716	57,329	506,852
Ледники меньше	Кол-во	129	184	116	57	486
0,1 км²	км²	2,5	6,418	4,972	2,317	16,21
Чистый лед	км²	130,8				
Лед под мореной	км²	83,7				

Таблица 33. Изменение площади оледенения Жетысуского Алатау

№ п/п	Бассейн	Площадь оледенения				Темп деградации % в год			
		1956	1972	1990	2000	1956-1972	1972-1990	1990-2000	1956-2000
1	Коргас, Осек	228,4	194,2	153,5	130,8	0,94	1,16	1,48	0,97
2	Каратал	202,5	176	159,27	131,93	0,82	0,53	1,72	0,79
3	Биен, Аксу, Лепсы	294,6	245,3	222,12	200,69	1,05	0,52	0,96	0,72
4	Тентек, Ыргайты	88,4	83,8	71,96	59,65	0,33	0,78	1,71	0,74
5	Жетысу Алатау	813,9	699,3	606,85	523,07	0,88	0,73	1,38	0,81

оледенения набюдался в 1970-х годах. Как показали исследования, резкое увеличение темпов деградации ледников в этот период обусловлено не столько повышением температуры воздуха, сколько значительным сокращением сумм осадков холодного периода.

Величины зимнего баланса массы ледника Туйыксу сократились в течение первой половины 1970-х годов в среднем более чем на треть. Но начиная с конца в 80-х годов прошлого века темпы деградации ледников региона устойчиво сокращались и к середине первого десятилетия XXI века составили немногим более 0,5 % в год –значительно ниже характерных для периода с середины 1950-х до начала 1970-х годов. В среднем же с 1955 по 2008 г. оледенение региона сокращалось с интенсивностью около 0,8% в год по площади и около 1% в год по объему льда. Практически с тем же темпом в период с 1955 по 2000 гг. сокращалась площадь оледенения Жетысуской ледниковой системы (табл. 33).

Как следует из таблицы 33, наибольшие темпы деградации оледенения Жетысу Алатау наблюдались здесь с 1990 по 2000 г. Отчетливо проявляются и территориальные различия: максимальные темпы деградации оледенения характерны для Южного Жетысу, в бассейнах северной периферии горной страны они значительно ниже. Относительно более высокие темпы деградации оледенения характерны также и для южного склона Кунгей Алатау (бассейн р. Аксу). Как было показано ранее, причина более быстрой деградации оледенения южных макросклонов – в относительно более высокой фоновой температуре воздуха: при прочих равных условиях температура воздуха на южном макросклоне горного хребта в абляционный период приблизительно на 1,5 °С выше, чем на северном макросклоне.

4.3.2. Верхне-Илейская ледниковая система

Структуру этой ледниковой системы в нашем понимании составляют ледники китайской части бассейна р. Иле.

По данным Каталога ледников Китая [Glacier inventory ..., 1986], в бассейне китайской части реки Иле по состоянию на 1974 г. насчиты-

Таблица 34. **Оледенение частных бассейнов китайской части бассейна р. Или по состоянию на 1974 г.**

Бассейн реки	Площадь бассейна, км²	Количество ледников	Площадь оледенения, км²	Средняя высота фирновой границы, км	Максимальная отметка оледенения, км	Минимальная отметка оледенения, км
Коргас	3240	131	55,2	3,63	3,94	3,10
Каш	8656	551	421,6	3,66	4,10	2,92
Кюнес	4123	250	96,7	3,71	3,96	3,22
Коксу	5379	625	421,6	4,42	4,42	2,52
Текес	27402	816	1027,6	4,92	4,92	2,64

валось 2373 ледника с общей площадью 2 033,66 км². Хотя авторами и было установлено, что 23 ледника с общей площадью 8,42 км² в бассейне реки Коргас находятся на территории Казахстана, дальнейшие вычисления и статистические данные во избежание путаницы приведены согласно данным каталога. В табл. 34 представлены данные об оледенении района.

Согласно качественной классификации ледниковых комплексов В. Г. Ходакова [Ходаков В.Г., 1978], ледники западной – наиболее высокой части хребта Халыктау, принадлежащие бассейну реки Текес, могут быть отнесены к крупному полукомпактному типу с мощными сложными долинными ледниками. Далее при продвижении на восток тип оледенения хребта Халыктау становится полудисперсным. Ледники здесь связаны в цепочки в гребневых частях хребтов или объединены в группы, отходящие от компактных массивов, площадь ледников значительна. К полудисперсному типу оледенения можно отнести также ледники западной части хребта Нарат, центральной части хребта Борохоро, а также верховьев бассейнов рек Каш и Кюнес. При дальнейшем продвижении на восток ледники хребта Нарат уже не образуют единых массивов, а составляют лишь отдельные группы или полосы в наиболее повышенных участках гребней хребта. Оледенение принадлежит явно к дисперсному типу. Такой же тип оледенения присущ и периферийной части хребта Борохоро (верховья реки Коргас).

При сравнительно широком спектре размеров ледников (от тысячных долей до трех и более десятков км²) основная часть ледников – 2 172 (91,5% от общего числа) бассейна относится к малым с площадью менее 2,0 км². Площадь, занимаемая ими, составляет 807,32 км², т.е. лишь 39,9% от общей площади. Количество средних ледников с площадью от 2,0 до 10 км² составляет 178 (7,5 %), что соответствует 35,6 % от общей площади. Хотя количество крупных ледников (площадь более 10 км²) в бассейне невелико – лишь 23, однако площадь, занимаемая ими, дости-

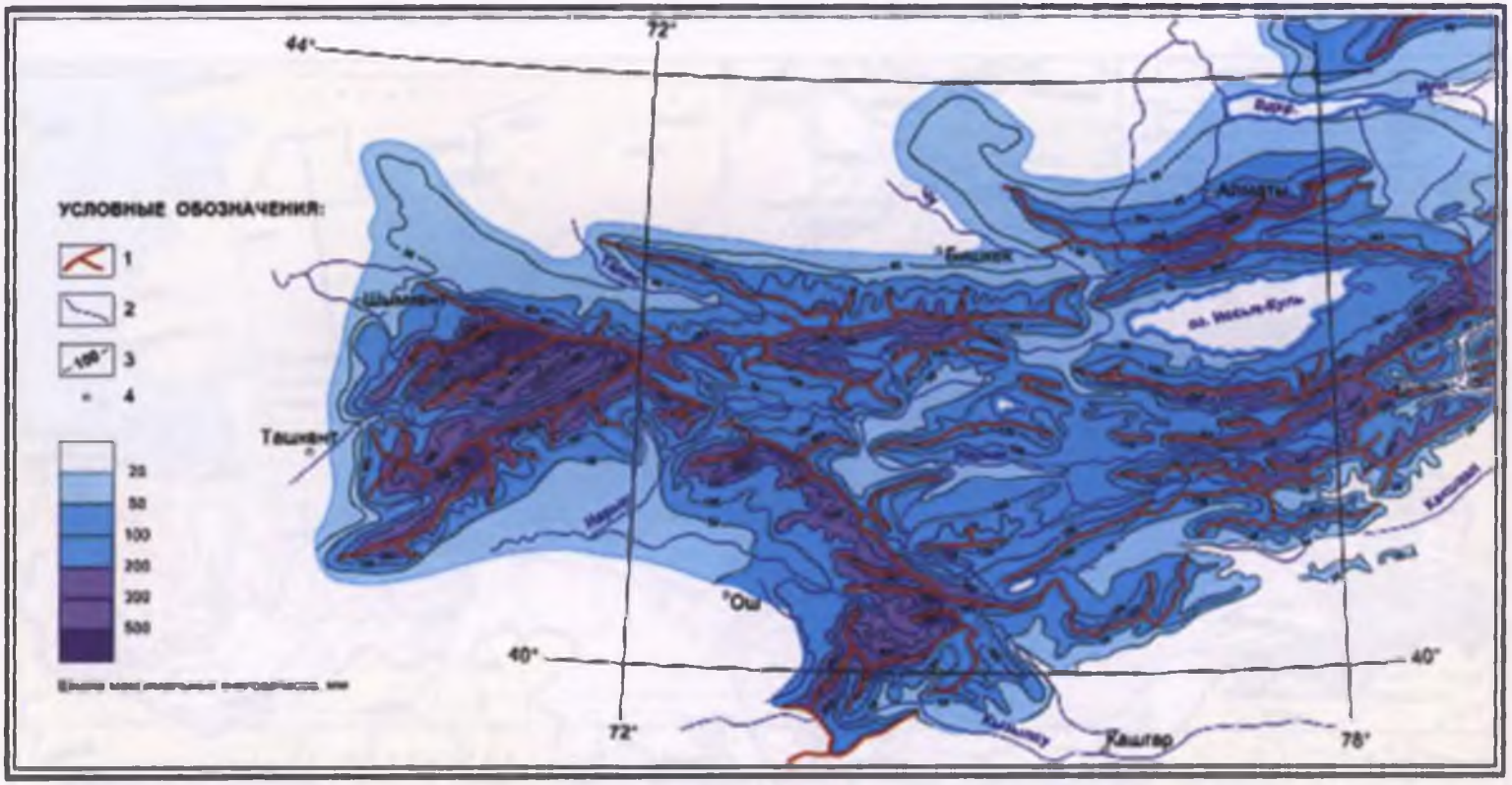


Рис. 25. Карта распределения средних максимальных запасов воды в снежном покрове на территории Тянь-Шаня.
1 – основные водоразделы; 2 – гидрологическая сеть; 3 – изолинии равных величин снегозапасов (изохионы), мм;
4 – населенные пункты

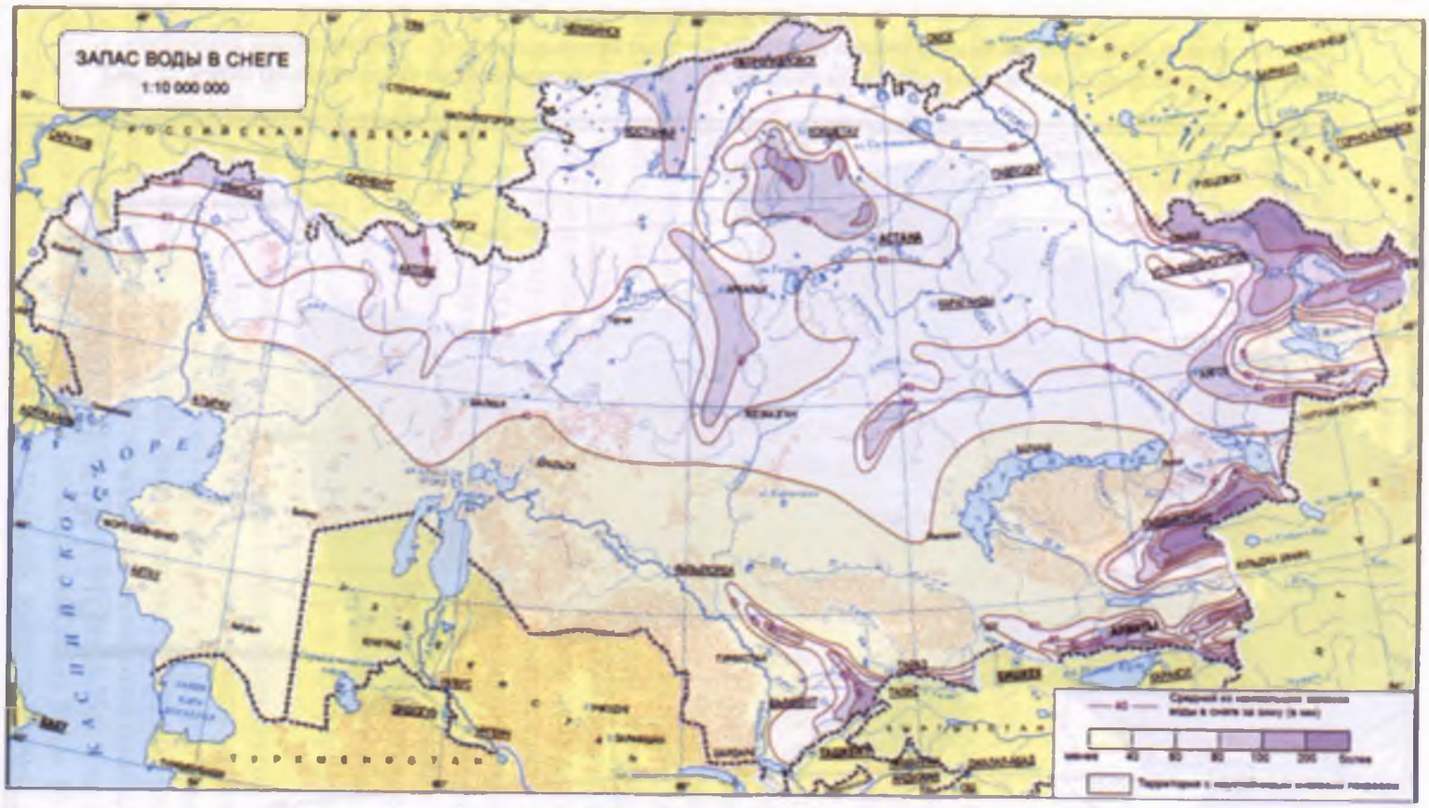


Рис. 40. Распределение средних многолетних максимальных запасов воды в снежном покрове на территории Казахстана

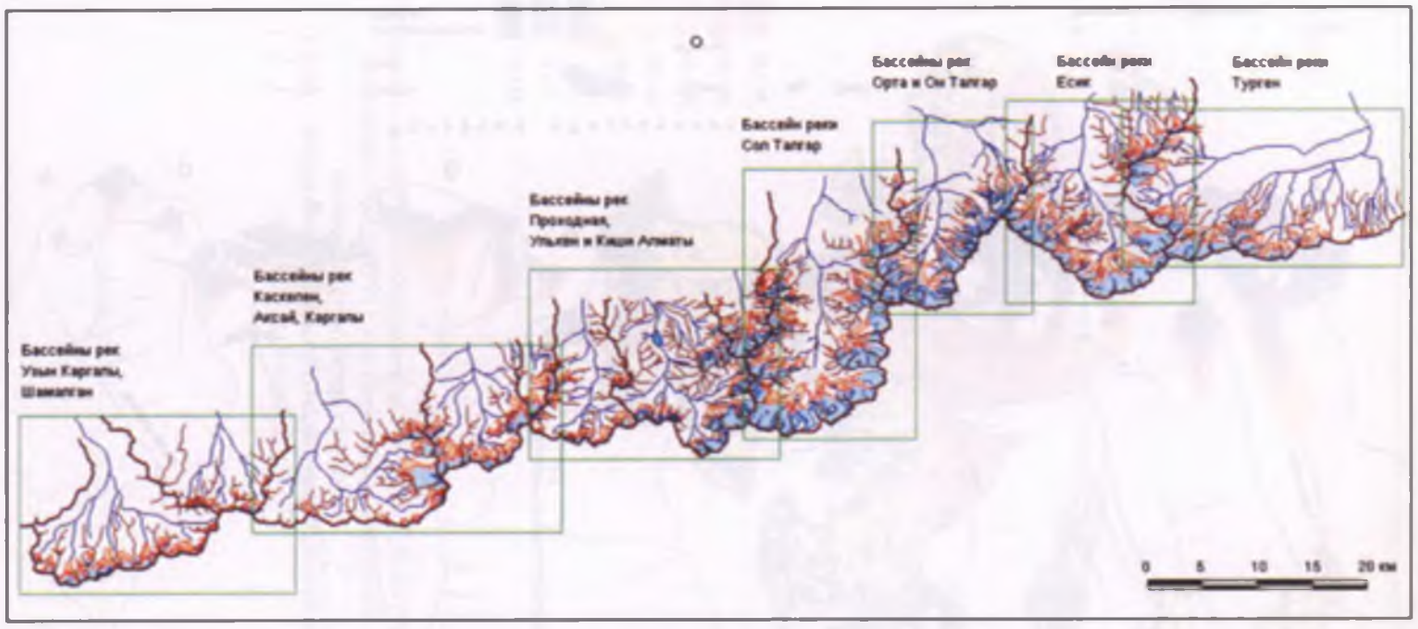


Рис. 44. Северный склон Илейского Алатау, общая схема оледенения

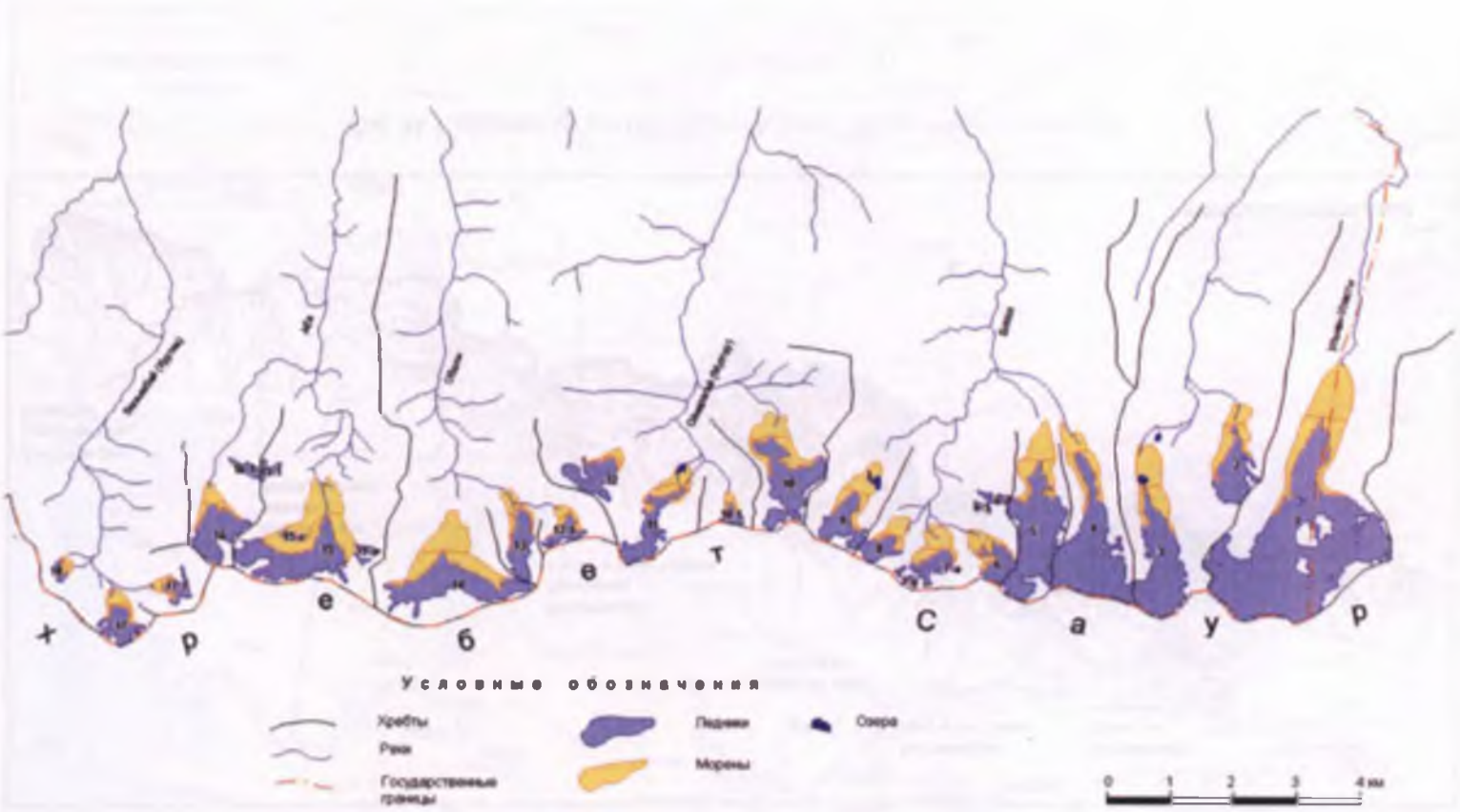


Рис. 56. Карта-схема оледенения хребта Сауыр

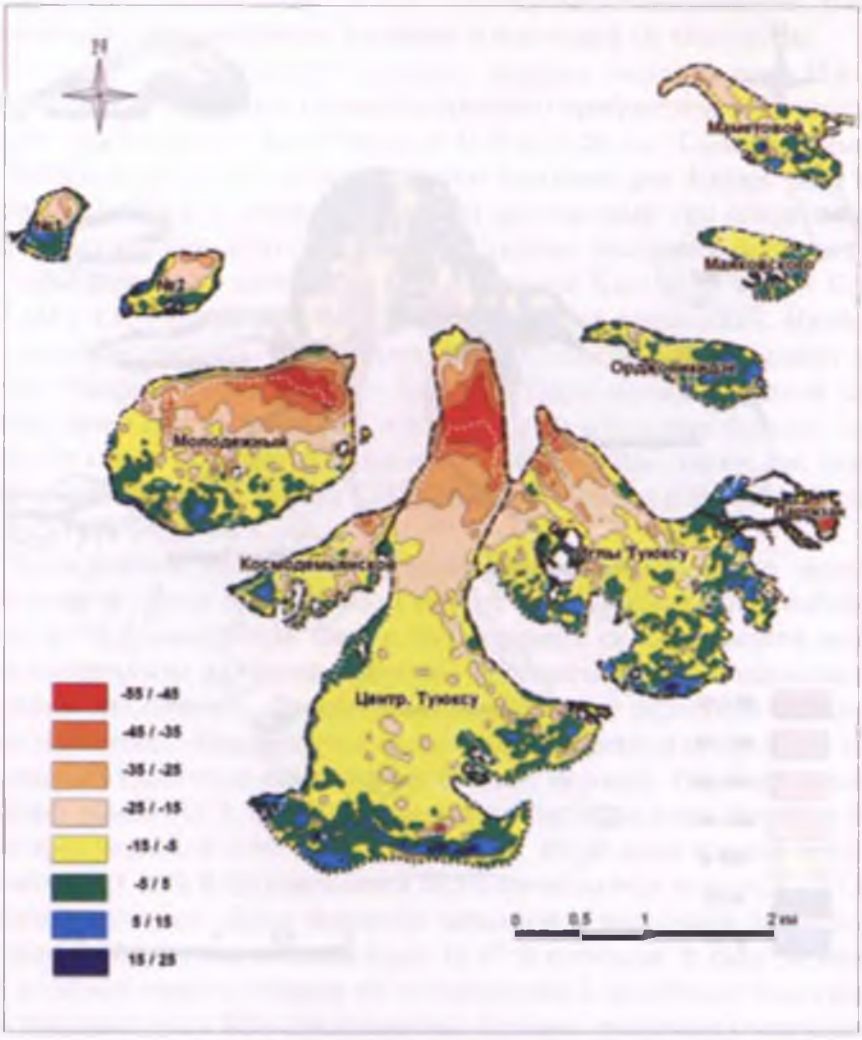


Рис. 62. Изменение высоты поверхности открытой части Туйыксуйской группы ледников с 1958 по 1998 г. (по результатам повторной фотограмметрической съемки).
Слева – шкала изменений высоты поверхности ледников за указанный период, м

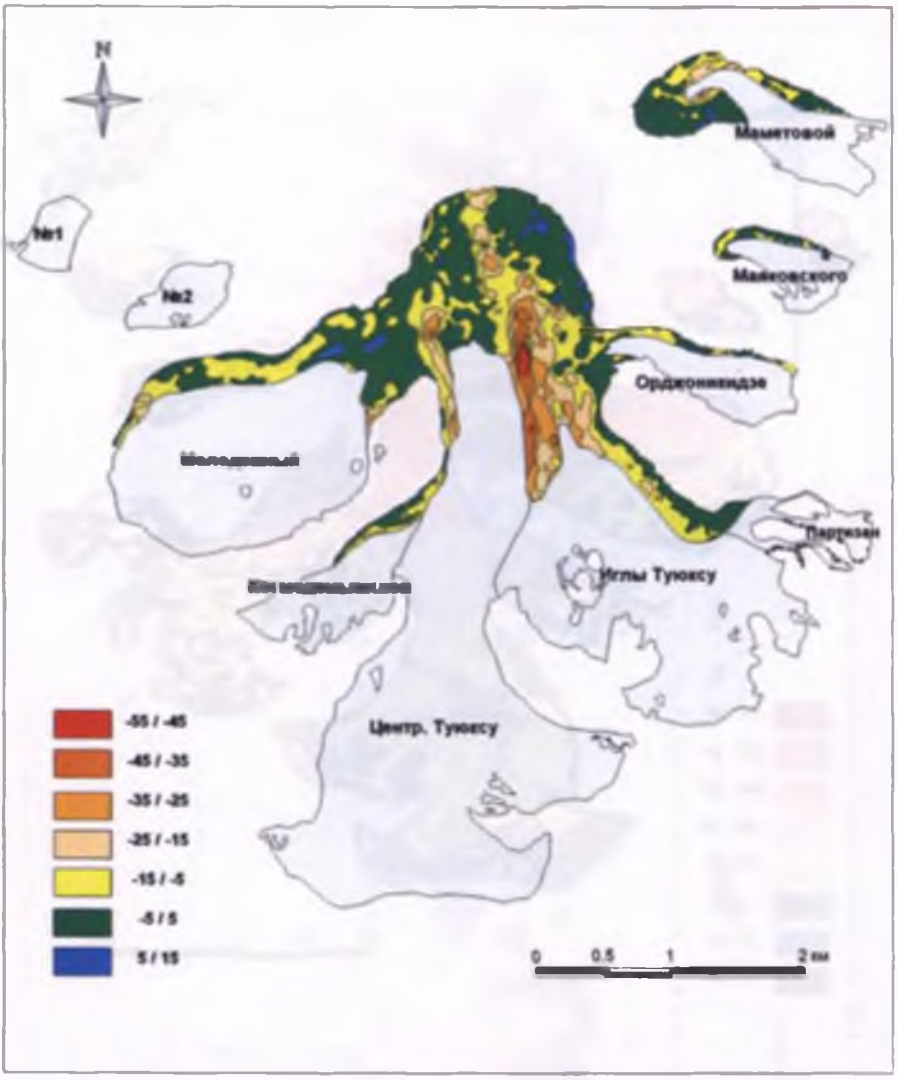


Рис. 63. Изменение высоты поверхности погребенной части Туйыксуйской группы ледников. Слева – шкала изменений высоты поверхности ледников за указанный период, м

гает 495,3 км², что составляет 24,5 % от всей площади оледенения. В табл. 35 приведено распределение площади оледенения по бассейнам.

Площадь гипотетического среднего ледника бассейна реки Иле составляет 0, 85 км². Однако размеры среднего арифметического ледника в отдельных бассейнах колеблются от 0,39 до 1,26 км². Самое минимальное значение «среднего ледника» имеют бассейны рек Кюнес (0,39 км²) и Хоргос (0,42 км²): здесь преобладает дисперсный тип оледенения и количество мелких ледников велико. Среднее значение рассматриваемой характеристики характерно для бассейнов Каш (0,76 км²) и Коксу (0,67 км²), где господствует полудисперсный тип оледенения. Наибольшее значение среднего арифметического площади ледника имеет оледенение бассейна реки Текес – 1,26 км². Доля малых ледников здесь меньше, чем в других бассейнах, а доля средних и больших больше. Здесь находятся самые большие ледники всего бассейна Иле, такие, как ледник Арчачинтер (48,6 км²), ледник L113 (44,32 км²), ледники E 89 (39,68 км²) и ледник G48 (34,96 км²).

Распределение площади оледенения зависит во многом от экспозиции склонов. Хотя при большой высоте эта зависимость ослабевает, общая же закономерность такова, что северные склоны хребтов наиболее благоприятны для возникновения и существования оледенения по условиям инсоляции. Дополнительное питание ледников лавинами вследствие северо-западного и западного влагопереноса происходит здесь на северных (частично также на восточных) склонах. Поэтому ледники северных румбов (СЗ, С, СВ) составляют в бассейне реки Иле 68,3 % от числа всех ледников и 69,7% от их площади. На склоны южной четверти горизонта (Ю, ЮЗ, ЮВ) приходится 14,5% от числа всех ледников и 13,4 % от общей площади. Доля ледников западной и восточной экспозиций составляет 17,2 %, что соответствует 16,97 % площади. В табл. 36 приведено распределение ледников по экспозициям в различных бассейнах.

В бассейне реки Иле представлены ледники различных морфологических типов от самых мелких ледников склонов до крупных долинных и ледниковых куполов. Самыми многочисленными являются ледники склонов (каровые, висячие, карово-висячие), количество которых – 2168 составляет 91,4 % от всего числа ледников, а занимаемая ими площадь – 951,34 км² – 47 % от всей площади оледенения. Наибольшую площадь занимают ледники долин – 1066,2 км² (52,7%), хотя их количество сравнительно невелико – 203 ледника, т.е. всего лишь 8,55 % от общего числа. На два ледниковых купола, имеющихся в бассейне, приходится 5,09 км² площади, или 0,25% от общего числа.

4.3.3. Изменения оледенения Верхне-Илейской ледниковой системы

Космические снимки 2000 г., пригодные для определения характеристик ледников китайской части бассейна р. Иле, удалось найти лишь

Таблица 35. **Распределение количества и площади ледников по основным бассейнам**

Площадь ледников, км²	Коргас				Каш				Кюнес				Коксу				Текес				Всего			
	Кол-во		Площадь		Кол-во		Площадь		Кол-во		Площадь		Кол-во		Площадь		Кол-во		Площадь		Кол-во		Площадь	
	n	%	км²	%	n	%	км²	%	n	%	км²	%	n	%	км²	%	n	%	км²	%	n	%	км²	%
0,5	98	74,81	18,03	32,65	399	72,42	74,38	17,64	194	77,60	35,81	37,04	440	70,40	81,02	19,22	531	65,07	107,92	10,50	1662	70,04	317,16	15,68
0,51-1,0	22	16,79	15,08	27,31	62	11,25	42,98	10,20	30	12,00	20,29	20,99	88	14,08	62,84	14,90	114	13,97	77,87	7,58	316	13,32	219,06	10,83
1,01-2,0	6	4,58	8,81	15,95	48	8,71	69,54	16,49	21	8,40	27,09	28,02	44	7,04	60,84	14,43	75	9,19	104,82	10,20	194	8,18	271,10	13,40
2,01-5,0	5	3,82	13,30	24,09	29	5,26	84,24	19,98	5	2,00	13,49	13,95	41	6,56	123,22	29,23	50	6,12	156,21	15,20	130	5,48	390,46	19,30
5,01-10,0	-	-	-	-	8	1,45	49,00	11,62	-	-	-	-	10	1,60	65,25	15,48	30	3,68	215,36	20,96	48	2,02	329,61	16,30
10,01-15,0	-	-	-	-	1	0,18	10,50	2,49	-	-	-	-	1	0,16	10,24	2,43	5	0,61	58,88	5,73	7	0,29	79,62	3,94
15,01-20,0	-	-	-	-	3	0,55	55,90	13,46	-	-	-	-	1	0,16	18,17	4,31	6	0,74	106,29	10,35	9	0,42	180,36	8,92
>20,0	-	-	-	-	1	0,18	35,06	8,32	-	-	-	-	-	-	-	-	5	0,62	200,23	19,48	6	0,25	155,29	11,63
Всего	131	100	55,22	100	551	100	421,60	100	250	100	96,68	100	625	100	421,58	100	816	100	1027,58	100	2373	100	2022,66	100

Таблица 36. **Распределение ледников по экспозициям в основных бассейнах**

Экспозиция	Коргас				Каш				Кюнес				Коксу				Текес				Всего			
	Кол-во		Площадь		Кол-во		Площадь		Кол-во		Площадь		Кол-во		Площадь		Кол-во		Площадь		Кол-во		Площадь	
	n	%	км²	%	n	%	км²	%	n	%	км²	%	n	%	км²	%	n	%	км²	%	n	%	км²	%
NW	32	24,43	11,59	20,99	72	13,07	27,45	6,51	39	15,60	11,74	12,14	117	18,72	63,75	15,12	145	17,77	122,48	11,92	405	17,07	237,01	11,72
N	33	25,19	13,98	25,32	207	37,57	146,33	34,71	105	42,00	46,53	48,13	200	32,00	229,17	54,36	219	26,84	504,04	49,05	764	32,19	940,05	46,48
NE	22	16,79	14,70	26,62	90	16,33	39,62	9,40	58	23,20	19,12	19,78	128	20,48	39,70	9,42	153	18,75	119,17	11,60	451	19,00	232,31	11,48
E	3	2,29	1,06	1,92	46	8,35	30,53	7,24	12	4,80	6,51	6,73	44	7,04	21,29	5,05	62	7,60	58,14	5,66	167	7,04	117,53	5,81
SE	17	12,98	6,70	12,13	26	4,72	32,64	7,74	9	3,60	2,26	2,34	22	3,52	6,29	1,49	37	4,53	15,32	1,49	111	4,68	63,21	3,12
S	5	3,82	1,15	2,08	33	5,99	67,06	15,91	4	1,60	1,14	1,18	8	1,28	3,38	0,80	39	4,78	26,17	2,55	89	3,75	98,90	4,89
SW	9	6,87	2,71	4,92	28	5,08	43,29	10,27	9	3,60	2,84	2,94	35	5,60	20,08	4,76	64	7,84	39,09	3,80	145	6,11	108,01	5,34
W	10	7,63	3,33	6,03	49	8,89	34,68	8,22	14	5,60	6,54	6,76	71	11,36	37,92	9,00	97	11,89	143,17	13,93	241	10,16	225,64	11,16
Всего	131	100	55,22	100	551	100	421,60	100	250	100	96,68	100	625	100	421,58	100	816	100	1027,58	100	2373	100	2022,66	100

Таблица 37. **Изменение оледенения Южного Жетысу в Казахстане [Черкасов П.А., 2004; Кокарев А.Л., Шестерова Н.Н., 2009]**

Бассейн	Площадь оледенения (км²) по состоянию на год		Сокращение площади		Темп деградации, % в год
	1972	2000	км²	%	
Коргас	70,41	49,09	21,32	30,28	1,08
Шижин	11,97	8,34	3,63	30,33	1,08
Тышкан	21,14	12,73	8,41	39,78	1,42
Бурхан	1,38	0,57	0,81	58,70	2,10
У. Осек	29,47	19,79	9,68	32,85	1,17
О. Осек	21,07	15,25	5,82	27,62	0,99
К. Осек	33,07	24,74	8,33	25,19	0,90
В целом	184,28	128,28	56	30,39	1,09

для китайской части Жетысу Алатау, включающей территорию бассейна р. Коргас на южном макросклоне хребта Борохоро. По этим снимкам с разрешением на местности 15 м, составлен унифицированный каталог ледников бассейна р. Коргас в пределах Китая по состоянию на 2000 г. Полученные материалы использованы для определения площади оледенения остальной территории китайской части бассейна р. Иле. Расчет выполнен на основе рассмотренной устойчивости доли площади оледенения частного бассейна в суммарной площади оледенения всей ледниковой системы.

Согласно китайскому каталогу ледников [Glacier inventory ..., 1986] площадь оледенения басейна р. Коргас в пределах Китая по состоянию на 1974 г. составляла 55,22 км² – 2,73 % от суммарной площади ледников китайской части бассейна р. Иле. По состоянию на 2000 г. площадь оледенения сократилась здесь до 41,70 км². Следовательно, суммарная площадь оледенения китайской части бассейна р.Иле в 2000 г. составила 1524,47 км², против 2022,66 км² в 1974 г. Потери площади оледенния с 1974 по 2000 г. составили 498,19 км² – 24,63 %. Средний темп сокращения площади оледенения за указанный период составил 0,947% в год. Темп сокращения площади оледенения бассейнов рек Киши Алматы, Талгар и Турген на северном склоне Илейского Алатау с 1974 по 1999 г. был 0,928 % в год. Средний темп сокращения площади ледников в бассейнах Южного Жетысу за период с 1972 по 2000 гг. был равен 1,08 % в год (табл. 37). Площадь оледенения китайской части бассейна р. Иле за тот же период (1974–2000 гг.) сокращалась со средней интенсивностью 0,94 % в год.

Таким образом, оледенение бассейна р. Иле, как в пределах Казахстана, так и на территории Китая, изменяется синхронно. Различия в темпах деградации оледенения невелики и обусловлены, прежде всего, ориентацией макросклонов горных хребтов.

На южных макросклонах темпы деградации оледенения за сопоставимые периоды несколько выше, чем на северных (табл. 37).

4.4. Изменение оледенения хребта Сауыр с 1960 по 2005 год

Согласно проведенной инвентаризации в бассейнах левых притоков р. Ертис (хребта Сауыр) по состоянию оледенения на 2005 год насчитывается в общей сложности 31 ледник (**рис. 56**, табл. 38), причем 8 ледников (общей площадью 0,470 км^2 и объемом 0,012 км^3) были пропущены при первичной каталогизации, а некоторые крупные ледники распались на более мелкие [Кокарев А.Л., Шестерова И.Н., 2011]. Общая площадь оледенения составила 12,754 км^2, суммарный объем ледников – 0,491 км^3. Площадь, занятая боковыми и конечными моренами, составила 5,433 км^2, объем льда под моренами согласно нашим расчетам порядка – 0,103 км^3. У семи ледников изменился морфологический тип. Ледник Кыин Бокан (№ 5) определен в предыдущем каталоге как плоских вершин, хотя в более ранних работах Ю.П. Селиверстова [Селиверстов Ю.П., 1964] классифицируется как карово-висячий. Этот ледник, по нашему мнению, является долинным с хорошо выраженным спускающимся вниз по долине языком.

Ледники Кичкене-Бокан, Ой-Карагай, Шыгыз-Обалы, Кичкине-Аба вследствие сокращения площади превратились из карово-висячих в каровые, ледник Кичкине-Куртка – из карово-висячего в висячий. Ледник Орта-Музтау, ранее был ошибочно определен как висячий, так как на снимках и по характерным признакам рельефа он является, скорее, карово-висячим. Необходимо отметить, что слегка увеличилась площадь самого крупного долинного ледника Койсарык с 3,6 до 3,681 км^2, а также карово-висячего ледника Орта-Музтау (с 0,2 до 0,352 км^2) и плосковершинного Батыс-Музтау (с 0,2 до 0,300 км^2), однако, не имея промежуточных (или последующих) снимков, невозможно говорить об увеличении, так как не исключены ошибки первоначальных определений.

По полученным данным был проведен предварительный сравнительный анализ. Количество ледников с 1960 года увеличилось с 18 до 31 не только за счет обнаружения 8 ранее неучтенных ледников, но и за счет распада более крупных ледников Орта-Бокан 2-й (отделились №11 и 12) и Аба (отделились №22, 23, 25).

Общая площадь открытой части оледенения (без учета 8 ранее пропущенных ледников) за 1960 – 2005 гг. сократилась на 2,516 км^2, что составило от первоначальной площади 14,8 км^2 около 17 %, объем уменьшился на 0,123 км^3, или на 20 %. Скорость деградации площади оледенения за 1960–2005 гг. составила порядка 0,056 км^2/год, или 0,38 %/год. Это значительно ниже средней скорости деградации площади оледенения Иле Алатау, где за 1955–2008 гг. она была в среднем 0,8 %/год [Кокарев А.Л., 2009], а также южного (1956–2000 гг. – 0,95 %/год) [Кокарев

Таблица 38. **Оледенение бассейнов левых притоков р. Ертис (северного склона хребта Сауыр, казахстанская часть)**

№ по схеме		Название ледника	Морф. тип	Эксп.	Площадь, км²		Высота, м		Длина, км	Морены, км²		Объем, км³		
1960	2005				1960	2005	низ-шей	выс-шей		боко-вая	конеч-ная	Открытый лед		Лед под мореной
												1960	2005	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Бассейн р. Улькен-Уласты (реки Кара Ертис, Еримс) (*северный склон хребта Сауыр*)														
1	1	Косайрык	дол	С	3,6	3,681	3240	3812	3,3	0,409	0,442	0,17409	0,17951	0,02074
2	2	Беркут-Кунган	кар-вис	С	0,7	0,425	3360	3530	1,26	0,171	0,101	0,03216	0,01767	0,00564
3	3	Дара	дол	С	1,4	0,919	3160	3700	2,08	0,172	0,238	0,04733	0,02647	0,00591
Бассейн р. Кендерлык (оз. Зайсан, р. Ертис) (*северный склон хребта Сауыр*)														
4	4	Улькун-Бокан	дол	С	1,3	1,274	3030	3720	2,26	0,150	0,118	0,04273	0,04156	0,00438
5	5	Кыин-Бокан	дол	С	1,3	1,091	3200	3680	2,25	0,180	0,187	0,04273	0,03356	0,00564
	6	Не учтен ранее	вис	СЗ	–	0,023	–	–	0,3	–	–	–	0,00031	–
	7	Не учтен ранее	вис	СЗ	–	0,022	–	–	0,33	–	–	–	0,00029	–
	8	Не учтен ранее	вис	СЗ	–	0,019	–	–	0,2	–	–	–	0,00025	–
6	9	Орта-Бокан 1-й	кар	СЗ	0,3	0,213	3320	3640	0,67	0,081	0,078	0,01161	0,00768	0,00287
7	10	Орта-Бокан 2-й	кар	СВ	0,4	0,174	3150	3600	0,66	0,073	0,143	0,01641	0,00605	0,00374
	11	Отделился от 10-го	вис	СВ	–	0,019	–	–	0,13	–	–	–	0,00025	–
	12	Отделился от 10-го	вис	СВ	–	0,015	–	–	0,18	–	–	–	0,00019	–
8	13	Орта-Бокан 3-й	кар	СВ	0,2	0,174	3320	3650	0,81	0,037	0,093	0,00713	0,00605	0,00225
9	14	Кичкине-Бокан	кар	СВ	0,4	0,315	3200	3720	0,97	0,099	0,175	0,01641	0,01229	0,00536

Окончание таблицы 38

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
10	15	Ой-Карагай	кар	С	0,8	0,683	3240	3740	1,27	0,172	0,170	0,03775	0,03121	0,00783
	16	Не учтен ранее	кар-вис	С	–	0,059	–	–	0,3	0,019	0,021	–	0,00166	0,00055
11	17	Орта-Музтау	кар-вис	СВ	0,2	0,352	3000	3620	1,52	0,101	0,085	0,00713	0,01405	0,00372
12	18	Батыс-Музтау	пл. верш	СВ	0,2	0,300	3180	3450	0,67	0,026	0,038	0,00357	0,00563	0,00060
	19	Не учтен ранее	кар-вис	С	–	0,132	3400	3650	0,42	0,040	0,034	–	0,00432	0,00121
13	20	Шагыз-Обалы	кар	С	0,7	0,298	3240	3700	1,13	0,052	0,069	0,03216	0,01152	0,00234
14	21	Орта-Обалы	кар-дол	С	0,8	0,772	3200	3520	1,14	0,337	0,295	0,03775	0,03614	0,01480
	22	Отделился от Аба	вис	СЗ	–	0,037	–	–	0,42	–	–	–	0,00053	–
	23	Отделился от Аба	вис	СЗ	–	0,014	–	–	0,25	–	–	–	0,00018	–
15	24	Аба	дол	С	1,5	0,790	2990	3600	1,12	0,349	0,352	0,05206	0,02149	0,00954
	25	Отделился от Аба	вис	С	–	0,041	–	–	0,15	–	–	–	0,00060	–
	26	Не учтен ранее	вис	В	–	0,055	–	–	0,38	–	–	–	0,00083	–
16	27	Кичкине-Аба	кар	С	0,6	0,436	3200	3600	0,97	0,059	0,074	0,02672	0,01822	0,00277
	28	Не учтен ранее	вис	СЗ	–	0,056	–	–	0,56	–	–	–	0,00085	–
	29	Не учтен ранее	кар-вис	СЗ	–	0,105	3360	3500	0,49	0,030	0,027	–	0,00330	0,00089
17	30	Куртка	кар	С	0,3	0,225	3290	3500	0,64	0,032	0,064	0,01161	0,00820	0,00175
18	31	Кичкине-Куртка	вис'	СВ	0,1	0,037	3290	3380	0,22	0,016	0,024	0,00310	0,00095	0,00051
		Итого			14,8	12,754				2,604	2,828	0,602	0,491	0,103

А.Л., Шестерова И.Н., 2007] и северного (в среднем 0,76 %/год) [Вилесов Е.Н., МорозоваВ.И., 2008] склонов Жетысуского Алатау, она практически соответствует скорости деградации ледников Российского Алтая.

Согласно данным [Носенко Г.А. и др., 2010], площадь оледенения Южно-Чуйского и Северо-Чуйского хребтов Горного Алтая сократилась за 1952–2004 гг. на 19,7 % и соответственно скорость деградации составляла около 0,38 %/год. Исходя из географического положения и сходных климатических условий можно предположить, что средняя скорость деградация оледенения Казахстанского Алтая будет соответствовать средней скорости деградации оледенения Сауыра и Российского Алтая.

5. ВЛИЯНИЕ ДЕГРАДАЦИИ ОЛЕДЕНЕНИЯ НА РЕЧНОЙ СТОК И ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ

5.1. Современные тенденции изменений стока горных рек

Предваряя результаты исследований изменений суммарного речного и ледникового стока, приведем кратко результаты оценки нормы стока рек Иле-Балкашского региона. Отметим, что фактические результаты оценки норм, выполненной Е. Н. Пивень, приведены в монографии по водным ресурсам [Достай и др., том VII кн.2 этой монографии, 2011].

Всего с достаточной степенью достоверности удалось определить норму стока для 131 пункта. Минимальные относительные ошибки определения нормы характерны для опорных пунктов – от 1,5 до 4,5 % (1,9–5,9 % – для современного периода), максимальные – для короткорядных постов (4–24%), что позволяет использовать значения нормы по отдельным постам только как ориентировочные.

Вновь полученные нормы годового стока отличаются от представленных в монографии [Ресурсы поверхностных вод.., 1970] с разным знаком. Как и следовало ожидать, при свойственной большинству рек сравнительно небольшой изменчивости стока изменение его нормы за многолетний период (1930–2006 гг.), как правило, невелико – от 1–4 до 5–7 %; с уменьшением продолжительности и достоверности рядов данных наблюдений различия увеличиваются до 10 % и более. Максимальное отличие по опорным пунктам – уменьшение нормы стока на 31 % – отмечено по р. Асы – с. Асысага.

Сравнительный анализ результатов определений нормы стока выявил вполне определенные территориальные различия. На подавляющем большинстве рек Жетысу Алатау норма стока увеличилась на 2–10 % и более. На реках левобережья р. Иле чаще встречается случаи снижения нормы стока относительно представленных в [Ресурсы поверхностных вод.., 1970] величин, особенно значительное на реках северного склона хр. Кетмень. Минимальные изменения нормы стока присущи рекам центральной части северного склона Илейского Алатау. В целом по 112 пунктам из 131 сток либо не изменился, либо увеличился на 1–15 %. Это хорошо согласуется с результатами оценки по другим рекам Центрально-Азиатского региона. Так, нормы стока Сырдарии и Амударии, несмотря на значительное сокращение ледниковых ресурсов, за большую часть XX в. практически не изменились [Чуб В.Е., 2000 и др.].

Для оценки современных изменений ледникового стока и их влияния на гидрологический режим и региональные водные ресурсы необходимо исследовать динамику изменений речного стока в зоне его формирования. С этой целью проведен анализ тенденций изменения годового стока 40 рек, измеренного в основном при выходе из гор. Исследо-

ван суммарный сток с зоны его формирования по отдельным районам (более или менее однородным по условиям увлажнения и формирования стока), а также суммарный сток рек с зоны его формирования для всей юго-восточной части рассматриваемого региона. Результаты определений, выполненных для двух периодов (1930–2006 и 1974–2006 гг.) приведены в таблице 39.

В качестве показателя тенденций приняты тренды, характеризующие усредненную для периода тенденцию изучаемого процесса во времени [Четыркин Е.И., 1979] и выявленные в нашем исследовании по методике (ВМО) [Standart tests ..., 1966], как более чувствительной к изменениям стока [Семенов В.А. и др., 1986].

Согласно принятому испытанию на тренд каждый член ряда сравнивается со всеми последующими. Затем по статистике:

$$y = 3 \cdot \sqrt{\left(\frac{m_0}{N+2,5}\right)} P, \tag{29}$$

$$P = \frac{\Sigma_{m_i - m_0}}{m_0}, \tag{30}$$

$$m_0 = \frac{N(N-1)}{4}, \tag{31}$$

где N – число членов ряда; m_i – число членов ряда, превышающих по значению i-й член, определяется доверительная вероятность существования тренда или тенденции – γ, % [Митропольский А.К., 1971]. В качестве статистической значимости тренда принят 5 % уровень, т.е. с вероятностью, превышающей 95 % (γ > 95 %), тренд обусловлен не шумовым, а детерминированным компонентом процесса. В качестве статистической значимости тенденции принят 25 % уровень, т.е. выявляемая тенденция считается значимой при γ > 75 %.

В качестве оценок тренда были приняты доверительная вероятность его существования γ, угловой коэффициент линии тренда b, ошибка его расчета σ_b, коэффициент корреляции зависимости Q=f(t) – r. Обязательным условием наличия тренда приняты γ > 95 % и $b > \sigma_b$, условием существования тенденции – γ > 75 % и $b > \sigma_b$. В случае несовпадения знаков критерия и параметров b и r тренд или тенденция в исследуемом ряду отсутствуют.

Как следует из табл. 39, за 1930–2006 гг. отрицательный знак изменений наблюдался только на трех реках: К. Алматы – отрицательный тренд, Кыргауллы – отрицательная тенденция, Иле – пос. Ямаду (КНР) – отсутствие значимых изменений. Сток всех трех рек антропогенно изменен. В рядах стока остальных рек изменения имеют положительный знак, причем на 28 из 37 это значимые тренды и тенденции. По отдель-

Таблица 39. Характеристики тенденций изменения стока рек и суммарных водных ресурсов Иле-Балкашского региона

№ п/п	Река – пункт, суммарный сток по району	1930–2006 гг.					1974–2006 гг.				
		Q, м³/с	b, м³/с/г	σ_b, м³/с/г	r	γ, %	Q, м³/с	b, м³/с/г	σ_b, м³/с/г	r	γ, %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Иле – п. Ямалу	369	-0,059	0,278	0,02	10,0	349	2,58	0,808	0,54	99,5
2	Иле-171 км выше Капшагайской ГЭС	470	0,092	0,435	0,02	7,5	459	4,90	1,376	0,5	99,2
3	Текес – с. Текес	8,75	0,016	0,009	0,19	83,8	8,6	0,14	0,02	0,78	99,9
4	Баянкол – с. Баянкол (за 1946-2006 гг.)	10,8	0,026	0,015	0,22	80,2	10,9	0,1	0,026	0,57	99,6
5	Усек – в 1,7 км выше впадения р. К. Усек	11,9	0,025	0,009	0,29	94,8	12,3	0,105	0,028	0,56	99,4
6	К. Усек – в 0,2 км выше слияния с р. Усек	6,3	0,01	0,005	0,21	90,0	6,51	0,064	0,015	0,61	99,6
7	Борохудзыр – с. Киитин	2,35	0,006	0,004	0,18	78,5	2,36	0,055	0,01	0,7	99,9
8	Шарын -ниже устья р. У.Талдыбулак	28,2	0,057	0,026	0,24	92,2	28,4	0,386	0,077	0,67	99,8
9	Шарын – ур. Сарытогай	38	0,144	0,041	0,38	98,4	39,6	0,683	0,131	0,68	99,9
10	Шелек – с. Малыбай	33,8	0,098	0,021	0,47	99,8	35,8	0,424	0,076	0,71	99,9
11	Асы – с. Асысага, № 26	2,07	0,001	0,002	0,06	26,3	2,0	0,031	0,007	0,62	99,5
12	Тургеи – с. Таутургеи (Тургеи)	7,21	0,007	0,006	0,14	67,3	7,24	0,056	0,019	0,47	99,3
13	Есик -свх Есик, в 5 км ниже оз. Есик	5,03	0,011	0,004	0,33	97,3	5,13	0,052	0,011	0,66	99,9
14	Талгар (Сазталгар) – г.Талгар	10,5	0,011	0,007	0,03	41,1	10,7	0,062	0,021	0,46	98,2
15	Каскелен – с. Каскелен	4,15	0,002	0,004	0,07	25,2	4,12	-0,025	0,014	-0,3	84,5
16	Шамалган – с. Шамалган, №199	1,35	0,001	0,001	0,11	75,4	1,33	0,011	0,002	0,62	99,7
17	Аксай – кордон Аксайский, верхний	2,27	0,008	0,001	0,53	99,9	2,43	0,022	0,005	0,62	99,6
18	ручей Кыргаулды – уч.хоз. Аксай	0,42	-0,001	0,001	0,21	84,4	0,38	0,004	0,002	0,45	97,6
19	Кокозек -клх им. Чапаева	0,59	0,0	0,0	0,07	28,0	0,57	0,005	0,002	0,35	95,0
20	У. Алматы – выше оз. У. Алматинское	1,64	0,008	0,001	0,59	99,9	1,83	0,026	0,004	0,75	99,9
21	У. Алматы – суммарный	4,96	0,005	0,004	0,14	77,0	4,98	0,048	0,011	0,6	99,4
22	Проходная -устье	1,59	0,002	0,001	0,21	85,6	1,62	0,016	0,004	0,55	99,0
23	Руч. Тересбутак – устье	0,43	0,001	0,001	0,17	75,6	0,44	0,01	0,002	0,61	99,5
24	К. Алматы – ниже устья р. Сарысай	1,33	0,004	0,001	0,44	98,8	1,4	0,02	0,003	0,76	99,9
25	К. Алматы – г. Алматы	2,05	-0,007	0,002	0,32	97,1	1,81	0,016	0,008	0,32	91,2
26	Бутаковка – с. Бутаковка	0,23	0,0	0,0	0,08	32,1	0,23	0,004	0,002	0,4	98,4

Окончание таблицы 39

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
27	Каракастек – Каракастекская ГЭС	1,12	0,001	0,002	0,06	27,0	1,08	0,036	0,007	0,7	99,
28	Узынкаргалы – (с. Каргалы)	3,52	0,005	0,003	0,19	82,5	3,54	0,032	0,011	0,46	98,9
29	Лепсы (Лепса) – г. Лепсинск	19,5	0,025	0,022	0,14	75,1	19,2	0,040	0,069	0,10	18,1
30	Баскан – Екиаша (с. Покатиловка)	11,9	0,080	0,010	0,66	99,9	13,6	0,213	0,034	0,74	99,9
31	Аксу – п.Жансугуров (с. Абакумовка)	12	0,030	0,014	0,25	94,8	12,2	0,135	0,050	0,44	96,7
32	Сарканд – с. Сарканд	7,24	0,038	0,006	0,58	99,8	7,96	0,089	0,023	0,56	99,6
33	Карой (Кара) – г. Текели	14,0	0,103	0,021	0,49	99,4	16,5	0,175	0,107	0,28	80,9
34	Шыжын – г. Текели	11,4	0,005	0,018	0,03	12,0	11,3	0,068	0,065	0,18	73,5
35	Текели – г. Текели, в 460 м выше устья	2,08	0,003	0,004	0,11	55,5	2,06	0,034	0,011	0,47	98,5
36	Коксу- свх Коксу (с. Коксу)	36,6	0,167	0,043	0,41	99,1	38,2	0,803	0,128	0,75	99,9
37	Коктал – с. Аралтобе	9,02	0,042	0,012	0,38	98,9	9,63	0,097	0,044	0,37	94,8
38	Жангыз – Жангызагаш	0,82	0,002	0,002	0,14	74,9	0,82	0,021	0,004	0,66	99,8
39	Быжы (Кугалы) – с. Красногоровка	2,69	0,014	0,005	0,33	97,2	2,82	0,045	0,015	0,48	98,7
40	Дос – ж.д.ст. Айнабулак	1,71	0,002	0,003	0,06	30,1	1,59	0,038	0,009	0,59	99,5
	Районы бассейна р. Иле										
1	Южный Жетысу	20,5	0,400	0,016	0,27	95,6	21,1	0,224	0,044	0,67	99,8
2	Басс. р. Текес	8,75	0,016	0,009	0,19	82,1	8,6	0,140	0,020	0,78	99,9
3	«Восток»	71,8	0,242	0,054	0,46	99,3	75,4	1,107	0,171	0,76	99,9
4	Илейский Алатау	38,2	0,048	0,024	0,23	94,9	38,5	0,288	0,080	0,54	98,9
5	Центральная часть Иле Алатау	5,22	0,016	0,004	0,45	99,1	5,51	0,075	0,010	0,79	99,9
	Всего по бассейну р. Иле	144,5	0,361	0,094	0,41	98,8	149,1	1,835	0,280	0,76	99,9
	Жетысу										
1	Северный район	31,3	0,106	0,029	0,39	98,5	32,8	0,255	0,099	0,42	94,9
2	Западный район	19,2	0,068	0,018	0,40	98,0	20,2	0,224	0,064	0,53	98,7
3	Правобережные притоки р. Каратал	27,4	0,111	0,035	0,34	97,6	29,9	0,277	0,148	0,32	87,3
	Западный Жетысу										
4	Бассейн р. Коксу	46,4	0,211	0,054	0,41	98,7	48,7	0,922	0,164	0,71	99,9
5	Бассейн р. Быжы	4,39	0,016	0,007	0,25	93,5	4,41	0,083	0,020	0,6	99,5
	Всего по северному и западному Жетысу	128,8	0,511	0,126	0,42	99,0	135,9	1,761	0,397	0,62	99,6
	Всего по региону	264,4	0,857	0,202	0,44	99,2	276,4	3,456	0,626	0,70	99,9

ным районам суммарный сток зоны формирования имеет ярко выраженный положительный тренд водности (**рис. 57, 58**), как и общий сток с зоны его формирования в Иле-Балкашском регионе (с ежегодным увеличением стока на 0,86 м^3/с при суммарном среднем годовом расходе 264,4 м^3/с и вероятностью существования тренда 99,2 %).

За 1974–2006 гг. на подавляющем большинстве рек наблюдается увеличение стока – значимые положительные тренды. Отрицательная тенденция в водности реки выявлена только по р. Каскелен, а отсутствие значимых изменений – на р. Лепсы. По отдельным районам и региону в целом наблюдается увеличение суммарного стока рек зоны его формирования (с ежегодным увеличением стока на 3,46 м^3/с при среднем годовом расходе 276,4 м^3/с и вероятностью существования тренда 99,9 %). Обратим внимание, что на большинстве рек региона с 1970 по 1975 г. произошло резкое (почти вдвое) сокращение стока, сменившееся в последующем выраженным положительным трендом (**рис. 57 и 58**). Отметим также, что именно на первую половину 1970-х годов пришлось резкое (практически вдвое) сокращение зимнего баланса массы ледника Туйыксу.

Таким образом, на протяжении трех последних десятилетий во всем Иле-Балкашском регионе наблюдается положительный тренд водности независимо от размера и средней высоты водосбора, наличия или отсутствия оледенения в бассейне и величины антропогенных нагрузок. Суммарный сток исследованных рек (табл.39) составляет от 46% общего стока всех рек по Южному Жетысу до 87 % от стока рек Иле Алатау. Для всего Иле-Балкашского региона проанализированный сток составляет 70 % от общих возобновляемых поверхностных водных ресурсов. Следовательно, достаточно уверенно можно говорить, что выявленные тенденции вполне надежно характеризуют изменения всех водных ресурсов региона за рассматриваемый период.

Принимая во внимание инерционность гидроклиматических процессов, выявленные тенденции в ходе стока можно использовать для его прогноза на будущее. К сожалению, надежность прямой экстраполяции выявленных тенденций невелика [Виников К.Я., 1986], прежде всего, в связи с отсутствием надежных методов прогноза изменений климатических изменений. Выявление же тенденций изменения характеристик природной среды, определяющих формирование тренда, сопряжено с необходимостью учета большого спектра факторов различного ранга – от широтно-зональных до локальных.

Вместе с тем данные об изменениях стока рек, как интегрального показателя метеорологических процессов на водосборе, могут служить не только для оценки направленности и интенсивности изменений водных ресурсов, но и для подтверждения реальности существования тенденций в изменении климата.

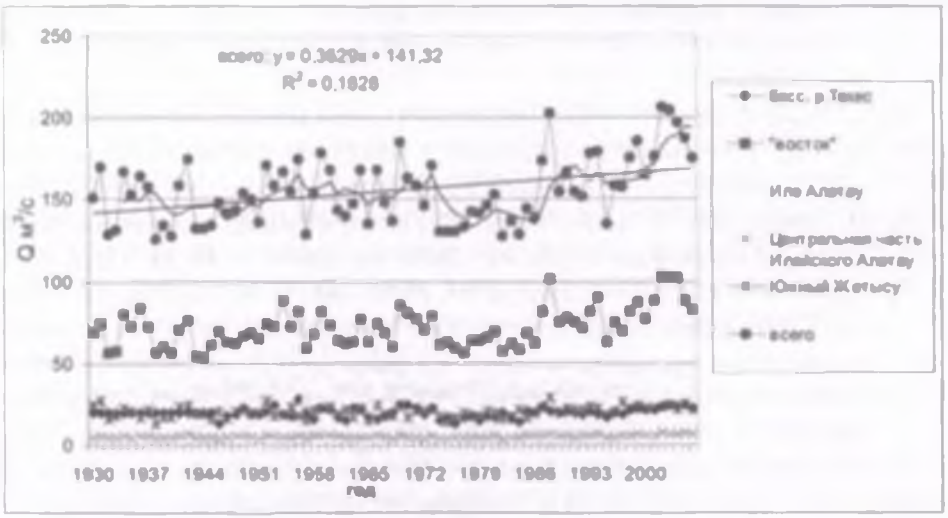


Рис. 57. Динамика суммарного стока рек зоны формирования в бассейне р. Иле

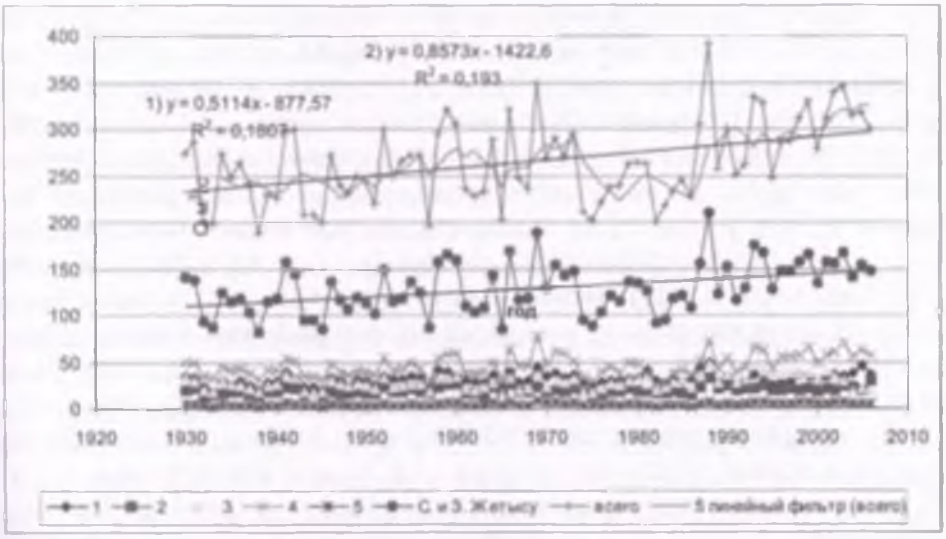


Рис. 58. Динамика суммарного стока рек Северного и Западного Жетысу. 1 – северный район, 2 – западный район, 3 – правые притоки р. Каратал; 4 – бассейн р. Коксу; 5 – бассейн р. Биже.

5.2. Оценки влияния изменений оледенения и снежности зоны формирования стока на гидрологический режим и водные ресурсы

Роль ледниковых вод в формировании стока и гидрологического режима хорошо изучена и рассмотрена в многочисленных публикациях (работы В. Л. Шульца, Г. Н. Голубева, В. М Котлякова, М. Б. Дюргерова, А. Н. Диких, Ю. М. Денисова, Г. Е. Глазырина и др.), в том числе по территории Балхаш-Алакольского бассейна (работы Н. Н. Пальгова, П. А. Черкасова, И. С. Соседова, Е. Н. Вилесова, В. В. Голубцова и др.). Эта роль ярко проявляется в различиях характеристик режима стока рек с ледниковым питанием, с одной стороны, и рек, в бассейнах которых ледники отсутствуют, – с другой [Шульц В.Л., 1965; Коновалов В.Г., 1985; Диких А.Н., 1982; Голубцов В.В., 2008; Douglas I., David J.A., 2010]. Согласно результатам исследований в условиях Казахстана и Средней Азии талые ледниковые воды в зависимости от степени оледенения бассейна могут составить до 10 – 25 % годового стока рек в створах на выходе из гор и до 50 % суммарного стока за вегетационный период.

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

Не вдаваясь в дискуссию относительно содержания понятия «ледниковый сток», отметим, что мы придерживаемся определения, данно-

го в Гляциологическом словаре [1984], согласно которому под ледниковым понимается сток талых вод сезонного снега, фирна и льда, а также жидких осадков, поступающих в речную сеть с поверхности ледника. Ряд специалистов под ледниковым понимают лишь сток от таяния фирна и льда без учета талых вод сезонного снежного покрова на поверхности ледника. С учетом задач нашего исследования различия в трактовке термина «ледниковый сток» не имеют принципиального значения: нам важно понять изменения ледникового стока как следствие деградации оледенения и оценить, как эти изменения могут повлиять на гидрологический режим территории и водные ресурсы региона [Котляков В.М., Северский И.В., 2007].

В научных публикациях преобладает мнение о том, что ледниковый сток должен увеличиваться по мере деградации ледников вследствие глобального потепления. В одном из последних обобщений [Котляков В.М., 2004] задача заключалась в расчете не всего ледникового стока, а лишь той его части, которая составляет добавку к стоку в сравнении со стоком при стационарном балансе массы ледника. Это означает, что в условиях потепления и деградации оледенения речь идет о расчете стока деградации Rd, который численно равен текущему (как правило, отрицательному) балансу массы. Расчет стока деградации основан на использовании данных наблюдений за изменением баланса массы ледников, который имеет тенденцию к уменьшению при потеплении **(рис. 59)** [Котляков В.М., 2004]. Аналогичные тенденции изменений стока деградации выявляются и по результатам измерений на шести ледниках Норвегии, вполне надежно характеризующих режим оледенения районов с типично морским климатом (Береговой хребет США и Канады, прибрежные районы Аляски, Исландии, Шпицбергена и др.)

Исходя из тенденции изменения температуры воздуха по данным метеостанций Тянь-Шаня и предполагая в последующем тот же линейный тренд, сделано заключение [Котляков В.М., 2004], что в Центральной Азии средняя годовая температура воздуха к 2100 г. может повыситься на 1,5°, а к 2350 г. – на 4,5°С. Сток деградации к 2100 г. увеличится в 3,3 раза относительно 1975 г., но в последующий период вследствие быстрого сокращения площади ледников будет уменьшаться (см. **рис. 59**). В конечном итоге изменения оледенения, связанные с «парниковым» потеплением климата, будут иметь в основном негативные геоэкологические последствия. Изменения структурно неустойчивых ледниковых покровов «морского» типа могут привести к их распаду, возможно, к катастрофическому, следствием чего будет сравнительно быстрое повышение уровня моря (на 5–7 м за десятки лет), тогда как горное оледенение умеренных широт перейдет в условия экстремального режима с резко отрицательным (до -3 – -5 м/год) балансом массы и почти целиком исчезнет. Объем стока горных рек сильно сократится (из-за потери

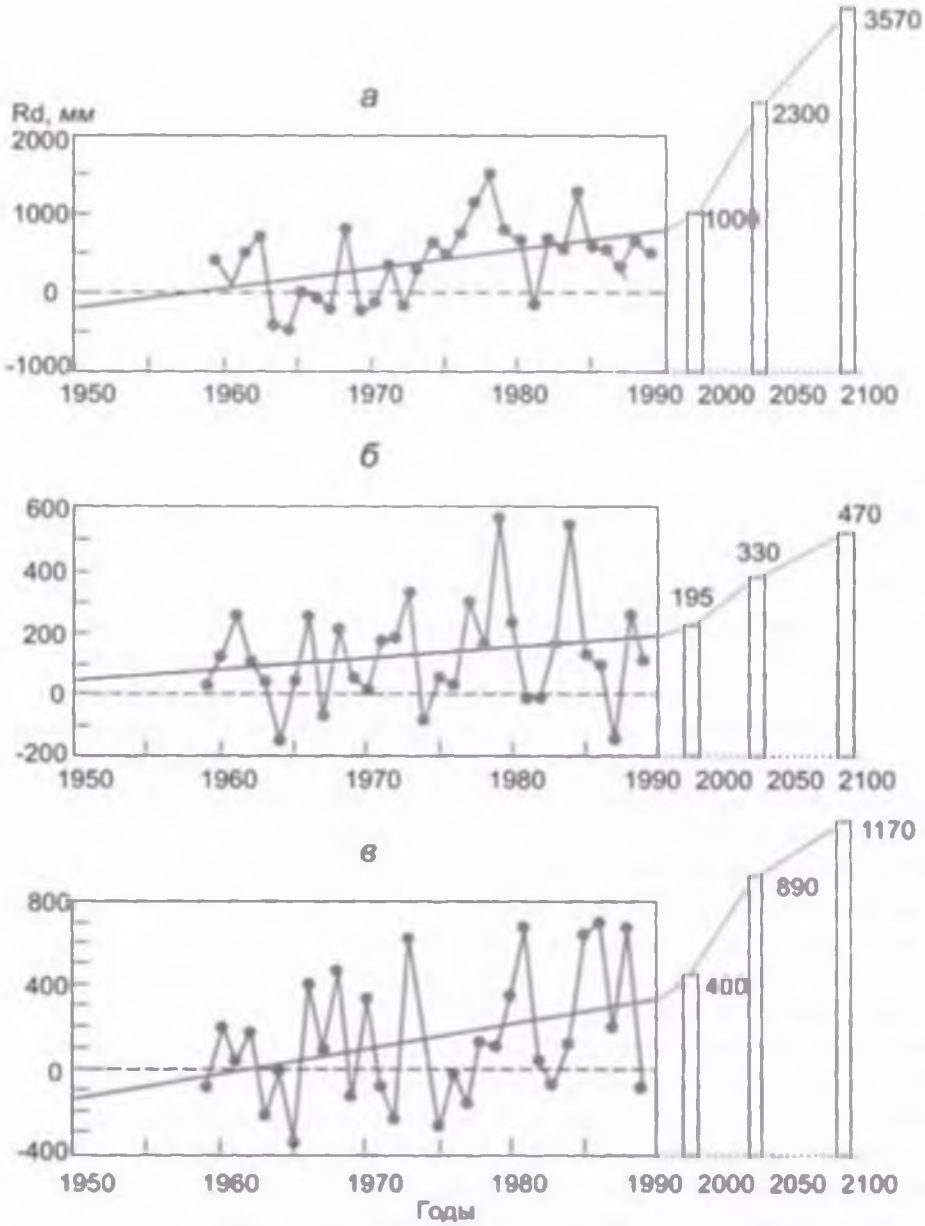


Рис. 59. Современные тенденции стока деградации Rd и его прогнозируемые величины согласно этой тенденции, вычисленные по результатам измерений на леднике Туйыксу (а), Сарытор (б) и №1 (в) [Котляков В.М., 2004]

ледниковых ресурсов), что приведет к негативным для сельскохозяйственного производства последствиям [Котляков В.М., 2004].

Напомним, что речь здесь шла о слое стока деградации (в мм водного эквивалента) – добавке в сток в сравнении с ледниковым стоком при

стационарном балансе массы; расчет же прогнозных изменений стока деградации выполнен в предположении сохранения в будущем современных темпов повышения температуры.

Ожидания увеличения стока на современном этапе развития оледенения вполне логичны: потепление климата обеспечивает относительно больший слой стаивания снега и льда и соответственно больший объем талого стока. Но на каком-то этапе неминуемо должна произойти смена знака процесса: убыль объема ледникового стока вследствие сокращения площади ледника может превысить упомянутую прибавку за счет увеличения слоя стаивания. Судя по имеющимся данным, в условиях Центральной Азии эта смена знака в соотношении результирующих обоих процессов произошла давно и в настоящее время преобладающим процессом является последовательное сокращение ледникового стока по мере потепления климата. Так, сток с ледника Туйыксу (Северный Тянь-Шань) за последние десятилетия уменьшался пропорционально сокращению его площади [Вилесов Е.Н., Уваров В.Н., 2001]. При устойчивости норм годовых и сезонных сумм осадков, максимальных снегозапасов и речного стока доля ледниковой составляющей в суммарном стоке р. Усек в Жетысу Алатау, рассчитанная на основе метода Кренке–Холакова [Кренке А.Н., Холаков В.Г., 1966], в течение последних десятилетий также последовательно сокращалась [Вилесов Е.Н., Морозова В.И., 2004]. Аналогичный характер изменения ледникового стока выявлен в бассейнах рек Зеравшан и Вахш [Оледенение Северной ..., 2006].

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

Для оценки этих изменений мы, воспользовавшись данными об изменении площади ледника Туйыксу за период между двумя последовательными фотограмметрическими съемками (1958 и 1998 г.) и данными определений ежегодного баланса массы ледника, сопоставили прибавку к объему ледникового стока вследствие увеличения слоя стаивания как реакции на повышение летней (июнь–август) температуры воздуха вследствие глобального потепления, с одной стороны, и величину потерь ледникового стока за счет сокращения площади ледника за ука-

Таблица 40. **Потери объема льда и ледниковый сток рек Южного Жетысу Алатау за периоды между последовательной каталогизацией ледников**

№ п/п	Бассейн	Потери объема всего льда за период, км³ с учетом потерь погребенной части ледников (15% от объема потерь с открытой части ледников)				Ледниковый сток с открытой и погребенной части ледников, км³			
		1956-1972	1972-1990	1990-2000	1956-2000	1956-1972	1972-1990	1990-2000	1956-2000
1	Коргас	0,614	0,932	0,250	1,796	0,4973	0,7549	0,2025	1,4547
2	Шыжын	0,538	0,246	0,052	0,836	0,4358	0,1993	0,0421	0,6772
3	Тышкан	0,112	0,198	0,216	0,526	0,0907	0,1604	0,1750	0,4261
4	Бурхан	0,024	0,025	0,008	0,057	0,0194	0,0203	0,0065	0,0462
5	У. Осек	0,226	0,371	0,214	0,811	0,1831	0,2300	0,1733	0,6569
6	О. Осек	0,124	0,244	0,126	0,494	0,1004	0,1976	0,1021	0,4001
7	К. Осек	0,152	0,285	0,211	0,648	0,1231	0,2309	0,1709	0,5249
8	Борохудзир	0,0025	-0,001	0,003	0,003	0,0020	0,0008	0,0024	0,0036
	Среднее	0,2018	0,163	0,17	1,01	0,323	0,398	0,194	0,931
5-6	У. и О. Усек	0,350	0,615	0,340	1,305	0,2835	0,4276	0,2754	1,0570

занный период – с другой. Оказалось, что эти величины соотносятся как 1 к 150, т.е. прибавка к стоку за счет увеличения слоя таивания вследствие глобального потепления несоизмеримо мала в сравнении убылью стока вследствие сокращения площади ледника. По-видимому, даже с учетом кумулятивного эффекта ежегодного повышения температуры (при прочих равных условиях при продолжающемся глобальном потеплении слой таивания в каждый последующий год будет больше характерного для предыдущего года) результирующим итогом современного потепления климата является сокращение ледникового стока. Очевидно, что при сохранении нынешних тенденций потепления климата сокращения ледникового стока будет продолжаться.

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

Наиболее изученным в этом отношении являются Жетысуская и Илейско-Куигейская ледниковые системы: для первой мы имеем уни-

Таблица 41. Ледниковый сток рек северного склона Иле Алатау

№	Река	Ледниковый сток за период, км³				Доля ледникового стока в суммарном годовом за период, %			
		1955-1974	1974-1990	1990-2008	1955-2008	1955-1974	1974-1990	1990-2008	1955-2008
1	Узункаргалы	0,1353	0,1280	–	0,257	6,1	7,3	–	–
2	Шамалган	0,0040	0,0162	–	0,032	0,5	–	–	–
3	Каскелен	0,0526	0,0697	0,025	0,202	1,9	3,3	1,1	2,7
4	Аксай	0,1604	0,09	–	0,284	–	7,9	–	–
5	Проходная	0,089	0,1012	–	0,175	9,5	13,3	–	–
6	У. Алматы	0,2697	0,1288	0,033	0,480	14,8	9,2	–	–
7	К. Алматы	0,1871	0,0324	0,015	0,235	14,0	3,6	–	–
8	Талгар	0,537	0,9833	0,535	2,055	8,8	18,8	–	–
9	Иссык	0,3839	0,2171	0,241	0,842	12,0	9,6	–	–
10	Тургень	0,1077	0,1409	0,353	0,247	2,4	4,1	8,1	–

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

фицированные каталоги ледников по состоянию на 1956, 1972, 1990 и 2000 гг., а для второй – по состоянию на 1955, 1974, 1979, 1990 и 2008 гг.

Результаты определения ледникового стока рек Южного Жетысу за периоды между последовательной каталогизацией ледников представлены в табл. 40.

При расчетах коэффициент стока ледниковых вод и плотность льда приняты равными 0,9. Объем стока талых вод погребенной части ледников принят равным 15% от объема стока от таяния льда открытой части ледников.

Обратим внимание, что на реках Южного Жетысу с 1972 по 1990 г. ледниковый сток в 1,5 раза превысил его объем, характерный для периода с 1956 по 1972 г. Именно в это время наблюдался наибольший темп деградации ледников региона, особенно интенсивной в середине 1970-х – начале 1980-х годов. В течение следующего десятилетия ледниковый сток сократился здесь в 1,5 раза в сравнении с характерным для периода с 1972 по 1990 г. Сходная картина характерна и для рек Иле Алатау (табл. 41)

Как видим, наибольший ледниковый сток наблюдался с 1974 по 1990 г. либо накануне. Добавка же к речному стоку вследствие деградации ледников как реакции на глобальное потепление невелика и составляет зачастую менее 10%, что сопоставимо с погрешностью измерения расхода воды на горных реках [Оледенение Северной ..., 2006; Карасев И.Ф., Чижов А.Н., 1969; Коновалов В.Г., 2006]. Величина этой добавки нелинейно зависит от степени оледенения бассейна (**рис. 60**) и в период наи-

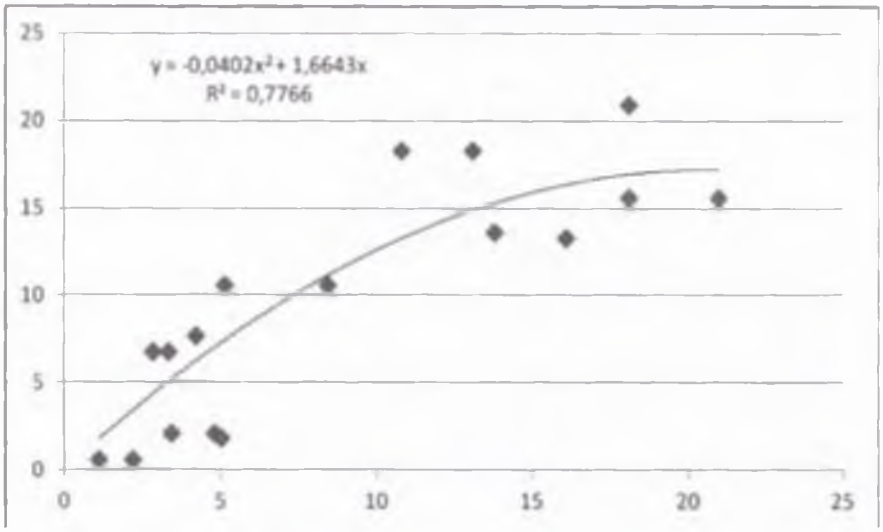


Рис. 60. Зависимость доли ледникового стока рек северного склона Иле Алатау от степени оледенения бассейна (1955–1990 гг.)

более интенсивной деградации ледников в отдельных бассейнах, как следует из табл. 41, приближалась к 20% .

Подчеркнем еще раз, что речь здесь идет о превышении над величинами ледникового стока при стационарном состоянии ледников, обусловленном глобальным потеплением за последние полвека. Рассмотренные результаты дают основания утверждать, что добавка к ледниковому стоку вследствие увеличения интенсивности деградации ледников как реакции на глобальное потепление невелика и не является определяющей в формировании гидрологического режима территории и изменчивости характеристик стока. Эти характеристики, судя по данным, определяются не столько изменением ледниковой составляющей стока, сколько изменчивостью годовых сумм осадков. Это отчетливо видно из **рис. 61**, где сопоставлены разностные интегральные кривые стока р. Лепсы и годовых сумм осадков за последние десятилетия: оба показателя изменяются практически параллельно.

Вместе с тем суммарные потери ледниковых ресурсов Иле-Балхашского бассейна за последние полвека превысили 35%. На этом фоне кажется странным тот факт, что средние многолетние величины стока главных рек Центральной Азии, в том числе Амударии, Сырдарии, Иле, за последние полвека как минимум оставались устойчивыми [Глазырин Г.Е., 2007; Чуб В.Е., 2000; Aizen V.B. at al., 1997; Severskiy I.V., Kokarev A.L. at al., 2006].

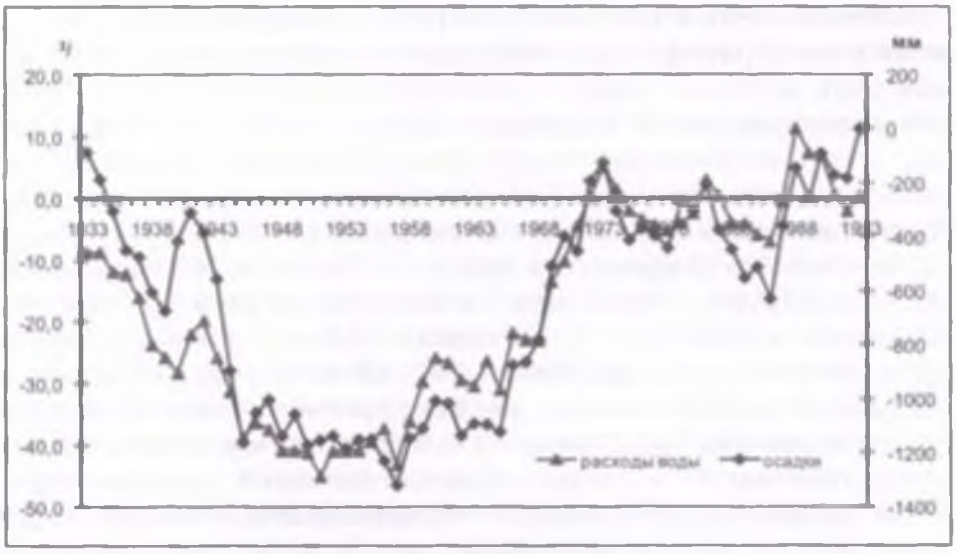


Рис. 61. Совмещенные разностные интегральные кривые отклонений от нормы средних годовых расходов воды р. Лепсы (г. Лепсинск) и осадков с 1933 по 1993 г.

В течение того же периода, несмотря на значимое сокращение годовой аккумуляции снега на ледниках Тянь-Шаня, например [Котляков В.М., 2004], многолетние нормы атмосферных осадков и максимальных снегозапасов в зоне формирования стока оставались устойчивыми, выявляемые изменения носят разнонаправленный характер и в подавляющем большинстве случаев статистически незначимы [Severskiy I.V., Kokarev A.L.at al., 2006; Артемьева С.С., Царев Б.К., 2003; Благовещенский В.П., Пиманкина Н.В., 1997; Браун Л., Хааг В., 2007].

Не изменилось за последние полвека и внутригодовое распределение стока [Гальперин Р.И., 2003]. Все это дает основание предположить наличие некоего компенсационного механизма. Исследования, основанные на анализе данных повторной фотограмметрической съемки группы ледников и температурного режима сезонно- и многолетнемерзлых грунтов в Илейском Алатау дают основания полагать, что таким механизмом может быть все большее (по мере потепления климата) участие в формировании речного стока талых вод подземных льдов. При этом решающим является сток талых вод погребенных льдов: за период с 1958 по 1998 г. их объем для ледника Туйыксу составил около 20% от объема стока с открытой части ледника. За тот же период еще около 5% от объема стаивания снега и льда на открытой части ледника поступило в сток вследствие частичного протаивания многолетнемерзлых пород в том же горно-ледниковом бассейне [Благовещенский В.П., Пиманкина Н.В., 1997].

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

Принимая во внимание, что запасы подземных льдов в высоких горах Средней Азии и Казахстана эквивалентны современным ледниковым ресурсам [Горбунов А.П., Северский Э.В., 2001], а в горах Китая превышают их вдвое [Синх Пратап, 2007; Синь Ли и др., 2007], а также учитывая тот факт, что темпы таивания подземных льдов значительно ниже в сравнении с характерными для открытой поверхности ледников, можно полагать, что даже при сохранении нынешних тенденций потепления климата действие упомянутого компенсационного механизма может растянуться на несколько столетий. Заметим также, что в условиях Центральной Азии вряд ли следует ориентироваться на значительное сокращение водных ресурсов вследствие деградации оледенении еще и по той причине, что главным источником формирования ледникового (как и суммарного) стока является талый сток сезонного снежного покрова. Так, в главных бассейнах Тянь-Шаня в период абляции доля талых снеговых вод в годовом стоке составляет 50–55% [Оледенение Тянь-Шаня, 1995], а на их долю в суммарном годовом стоке с ледника Туйыксу приходится не менее 70%, тогда как за счет таяния многолетних запасов льда формируется не более 30% общего стока с поверхности ледника [Вилесов Е.Н., Уваров В.Н., 2001].

Оптимизм внушает и то, что, согласно результатам анализа кернов льда с ледников Тянь-Шаня, более половины годовой аккумуляции в ледниковом поясе гор (выше 3700 м) формируется за счет испарения с внутренних источников влаги. Это позволяет заключить, что Центральная Азия – саморегулируемая система, где горные районы (зона формирования стока) остаются в относительно устойчивом состоянии: испарение обеспечивает формирование «местных» осадков, которые, в свою очередь, сдерживают рост температуры [Aizen V.B. at al., 2006].

Все это дает основания надеяться, что продолжающаяся деградация оледенения не приведет к значительному сокращению стока и региональных водных ресурсов, по крайней мере, в течение ближайших десятилетий. Разумеется, этот оптимистический вывод нуждается в дополнительном обосновании, что потребует постановки комплекса целенаправленных исследований, скоординированных на межнациональном и региональном уровне. В этой связи заслуживают внимания геокриологические исследования, прежде всего мониторинг термического режима сезонно- и многолетнемерзлых пород и совершенствование методов

оценки запасов подземных льдов. Очевидно, настало время, когда погребенные ледники и многолетнемерзлые толши следует рассматривать не только как индикатор климатических изменений и неблагоприятный фактор с точки зрения интересов хозяйственного освоения высокогорий, но и как стратегический ресурс формирования стока.

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

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

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

5.3. Перспективы изменения водных ресурсов вследствие деградации оледенения

Согласно определению, данному в Гляциологическом словаре [1984], под ледниковым стоком понимается «сток талых вод сезонного снега, фирна и льда, а также жидких осадков, поступающих в речную сеть с поверхности ледника». Таким образом, суммарный ледниковый сток включает: 1) сток от таяния сезонного снежного покрова на поверхности всего ледника, включая зону его питания; 2) сток от таяния многолетнего льда в области абляции; 3) сток жидких осадков с поверхности ледника; 4) сток от таяния льда на нижней поверхности ледника. В условиях исследуемого региона наиболее детальные определения характеристик ледникового стока выполнены Е. Н.Вилесовым и В. Н.Уваровым [2001] для главных речных бассейнов северного склона Иле Алатау. Согласно результатам этих исследований, из 300 млн м^3 воды, формируемых в среднем за многолетний период за счет ледникового стока, только 15% приходится на сток с фирновых полей, 43% – за счет таяния сезонного снежного покрова на языках ледников и 4% – за счет жидких осадков на поверхность ледника. Таким образом, более 60% ледникового стока формируется за счет осадков данного года (главным образом, от таяния сезонного снежного покрова) и лишь 38% за счет таяния вековых запасов льда. Заметим, что в упомянутой трактовке ледникового стока не учтен сток от таяния льда погребенной части ледников.

Как показали исследования [Вилесов Е.Н., Уваров В.Н., 2001], доля ледниковой составляющей в суммарном стоке рек северного склона Иле Алатау в течение 30-х – 90-х годов прошлого века сократилась с 29% в среднем за десятилетие 1931–1940 гг. до 25,7% за десятилетие 1981–1990 гг. Лишь однажды на этом отрезке времени она существенно увеличилась (в среднем на 5,4% при крайних значениях 2–13% в разных бассейнах). Это произошло в семидесятых годах, особенно с 1973 г., когда годовая и сезонная температуры воздуха резко повысились, а темпы деградации оледенения региона достигли максимума за все прошлое столетие. Однако уже в следующем десятилетии доля ледникового стока здесь вновь сократилась. Рассмотренная динамика доли ледникового стока в суммарном свидетельствует о том, что вопреки ожиданиям процессы снижения ледникового стока вследствие сокращения площади оледенения явно преобладают над процессами его повышения за счет увеличения слоя таивания льда вследствие потепления климата. Иными словами, характерное для последних десятилетий увеличение удельной абляции не в состоянии компенсировать потери ледникового стока, обусловленные сокращением площади оледенения. Это подтверждается и результатами исследований изменений ледникового стока на реках Южного Жетысу. В табл. 42 представлены результаты расчетов ледникового стока

Таблица 42. **Изменение ледникового стока в бассейнах Южного Жетысу в 1956–1990 гг. [Вилесов Е.Н., Морозова В.И., 2005]**

Река – пункт	Площадь бассейна, км²	Степень оледенения, %		Суммарный сток Q, 10⁶ м³	Ледниковый сток $Q_л$			
		1956 г.	1990 г.		1956 г.		1990 г.	
					10⁶ м³	$Q_л/Q$, %	10⁶ м³	$Q_л/Q$, %
Хоргос с.Баскунчи	1310	5,7	3,4	508	97	19,1	71	14,0
Чижин- с.Чижин	96	13,0	9,5	39	16	41,0	15	38,5
Тышкан- с.Сарыбель	144	16,7	10,1	80	31	38,8	23	28,8
Бурхан- с.Бурхан	92	2,0	0,8	21	2	9,5	1	4,8
Усек- с.Талды	1130	9,3	5,5	562	136	24,2	100	17,8
Сумма (среднее)	2772	7,9	4,7	1210	282	23,3	210	17,4

$Q_л$ и его доли в суммарном речном стоке Q реки Усек, где, согласно откорректированным данным Каталога ледников, в 1956 г. насчитывалось 255 ледников общей площадью открытой их части 105,2 км².

Для расчета суммарной абляции (табл. 42) использована ее связь со средней летней (июнь–август) температурой воздуха на высоте 3700 м, к которой приурочена средняя многолетняя высота снеговой границы. Расчетное уравнение получено на основе анализа 25-летнего (1967–1991 гг.) ряда измерений составляющих баланса массы ледника Шумского (бассейн р. Баскан, Северный Центральный хребет Жетысу Алатау):

$$A = (t + 10{,}6)^2, \qquad (32)$$

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

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

В качестве примечания к табл. 42 следует сказать, что для трансграничной р. Коргас ледниковый сток подсчитан без учета ледников в китайской части бассейна, где их площадь составляет около 20 км². Кроме того, в графе "суммарный сток" приведена его средняя многолетняя величина (норма) за 20–35 лет [Вилесов Е.Н., Морозова В.И., 2005].

Как видно из табл. 42, с 1956 по 1990 г., несмотря на увеличение слоя стаивания льда, обусловленное потеплением климата, за 34 года ледниковый сток вследствие сокращения площади ледников и степени оледенения сократился на 72 млн.м³, или на 25%. Доля ледниковой составляющей в головом стоке реки Усек уменьшилась за этот период на 6% – с

23 до 17%. К 1990 г. количество ледников снизилось на 126 (на 49%), их площадь сократилась на 87,689 км² (на 40%), а объем льда – на 2,7505 км³ (на 40%). Отметим, что с 1956 по 1972 г. темпы сокращения площади открытой части ледников были в полтора раза ниже, чем в последующие 18 лет – 20,5 и 3,05 км²/год соответственно [Вилесов Е.Н., Морозова В.И., 2005]. Особенно значительное сокращение ледникового стока наблюдалось после 1973 г. С 1991 по 1995 г. ледниковый сток в бассейне р. Усек составил лишь 92,6 млн м³ , что на 48,6 млн м³ (на 34%) меньше, чем в 1961–1965 гг. Согласно расчетам, основанным на экстраполяции выявленных тенденций изменения площади оледенения и среднелетней температуры воздуха, к 2003 г. ледниковый сток уменьшился почти на 40% относительно характерного для 1956 г. [Вилесов Е.Н., Морозова В.И., 2005]. Таким образом, ледниковый сток и его доля в годовом в течение последних десятилетий устойчиво сокращаются. Поскольку средние суммы атмосферных осадков и максимальных снегозапасов в течение этого периода оставались устойчивыми, очевидно, что главная причина этих изменений – в сокращении площади оледенения вследствие глобального потепления климата. В связи с этим многие исследователи высказывают опасения относительно перспектив значительного сокращения возобновляемых водных ресурсов и неблагоприятного в хозяйственном отношении изменении режима речного стока как результат продолжающейся деградации оледенения. Формально такие предположения вполне логичны и подтверждаются прогнозными оценками изменения водных ресурсов, основанными на использовании моделей общей циркуляции атмосферы [Чуб В.Е., 2000; Голубцов В. В. и др., 1996; Скоцеляс И.И. и др., 1997 и др.]. Но парадокс в том, что, несмотря на продолжающуюся деградацию оледенения и связанное с ним сокращение ледникового стока, средние многолетние величины (нормы) стока в главных водосборных бассейнах Центральной Азии в течение второй половины XX в. оставались устойчивыми. Существенно не изменились за этот период и нормы максимальных снегозапасов, и показатели внутригодового распределения стока [Гальперин Р.И., 2003]. Все это дает основание предположить наличие некоего компенсационного механизма. Ранее мы высказали предположение, что таким механизмом могло быть все большее (по мере потепления климата) участие в формировании стока талых вод подземных льдов, в том числе аккумулированных в слое многолетнемерзлых пород высокогорного пояса [UNEP, 2005, Severskiy et al., 2006, Скоцеляс И.И., и др., 1997]. Проверить справедливость этого предположения оказалось не просто, прежде всего, из-за отсутствия данных прямых наблюдений режима таяния погребенных ледников и каменных глетчеров. Такая возможность появилась при обработке материалов повторной фотограмметрической съемки ледников в верховьях р. Киши Алматы, проведенной немецкими

специалистами в о 19981958 и 1998 гг. На **рис. 62** представлены изменения поверхности ледника Туйыксу с 1958 п г.

Не повторяя изложенных результатов сравнительного анализа материалов повторной съемки ледников, отметим некоторые дополнительные особенности. Судя по данным **рис. 62**, процессы деградации в течение рассматриваемого периода коснулись подавляющей части поверхности ледников вплоть до зоны их питания. На большей части их площади потери толщины льда составили от 5 до 25 м. В зоне питания ледников (особенно малых) эти потери близки к нулю (изменения составили от 5 до -5 м). Вместе с тем, на всех десяти ледниках здесь появились значительные по площади участки, на которых по истечению 40-летнего периода баланс массы оказался положительным, а дополнительная аккумуляция составила от 5 до 25 м. Это дает основание предположить вероятность существенного замедления процессов деградации оледенения в последние десятилетия. Об этом свидетельствует и рассмотренный характер изменения темпов деградации оледенения региона – явное их сокращение с начала 80-х годов прошлого века.

Тот факт, что, несмотря на значительную деградацию оледенения, при устойчивости средних многолетних сумм атмосферных осадков и максимальных снегозапасов нормы стока в течение последних десятилетий практически не изменились, дает основание предположить наличие некоего компенсационного механизма. Было высказано предположение о том, что таким механизмом могло быть все большее (по мере потепления климата) участие в формировании стока талых вод подземных льдов, аккумулированных, прежде всего, в многолетнемерзлых породах [Severskiy, I.V., 2004; UNEP, 2005. Severskiy et al., 2006]. Сравнение результатов повторной фотограмметрической съемки Туйыксуйской группы ледников дает основание для некоторой корректировки этих предположений. На **рис. 63** представлены изменения высоты поверхности погребенной части упомянутых ледников по результатам повторной съемки.

Как видно на **рис. 62, 63**, значительное сокращение толщины погребенной части ледников характерно для их участков, непосредственно примыкающих к открытой части ледников. Суммарные потери толщины льда за 40 лет составили здесь от 15 до 45 м. На большей же части площади погребенных ледников изменения высоты поверхности за указанный период составили от 5 до -5 м, т.е. погребенные льды в течение всего периода оставались здесь в более или менее стационарном состоянии.

Общие потери объема льда погребенной части Туйыксуйской группы ледников за сорокалетний период составили 0,01949 км^3, что эквивалентно 20,4% суммарных потерь льда открытой их части. Соответству-

ющие величины для ледника Туйыксу составили 0,00795 км^3 и 19,5%. Иными словами, объем воды, образовавшейся от таяния погребенной части ледников составил 20% от суммарного стока, сформированного за счет таяния вековых запасов льда открытой части ледников. Это весьма значительная величина, которая пока в полной мере не учитывалась в водобалансовых расчетах. Можно достаточно уверенно полагать, что именно талые воды погребенных ледников и каменных глетчеров компенсируют большую часть потерь стока, связанных с сокращением площади абляции открытой части ледников, обеспечивая устойчивость норм стока в условиях деградации оледенения. Поскольку запасы подземных льдов сопоставимы с запасами льда современного оледенения [Горбунов А.П., Северский Э.В.,2001], при условии сохранения устойчивости норм осадков и максимальных снегозапасов можно полагать, что даже в случае продолжения интенсивной деградации оледенения характеристики стока, включая показатели внутригодового распределения, в течение ближайших десятилетий значительно не изменятся. Уверенность в подобной динамике водных ресурсов в обозримом будущем придает и тот факт, что более 70 % суммарного ледникового стока формируется за счет таяния сезонного снежного покрова на поверхности ледников и лишь около 30% его формируется за счет таяния вековых запасов льда ледников [Вилесов Е.Н., Уваров В.Н., 2001]. Что касается участия талых вод многолетнемерзлых пород в формировании стока, то ситуация выглядит следующим образом.

Согласно материалам многолетних термометрических наблюдений в толще сезонно и многолетнемерзлых грунтов [Больх Т., Марченко С.С., 2007] в районе перевала Жусалыкезен на высоте 3400 м на северном склоне Иле Алатау с 1973 по 1996 г. кровля многолетней мерзлоты понизилась на 1,1 м. Иными словами, на 1,1 м многолетнемерзлая толща протаяла за указанный период, а образовавшиеся талые воды могли участвовать в формировании стока. Результаты оценки суммарного объема талых вод, высвободившихся при протаивании многолетнемерзлых пород за указанный период, представлены в табл. 43.

При расчете характеристик, представленных в табл. 43, принято, что в высотном диапазоне от 3200 до 3500 м многолетнемерзлые породы занимают 50% суммарной площади, а слой протаивания многолетнемерзлых пород (ММП) за рассматриваемый период составил 1,3 м. Расчет площади пояса распространения ММП выполнен по крупномасштабной карте, составленной по материалам фотограмметрической съемки 1998 г. [Eder K. at al., 2005]. При этом из расчета исключены площади открытых и погребенных ледников и занятые скальными породами. Слой протаивания за указанный период и льдистость многолетнемерзлых пород приняты по данным А. П. Горбунова, Э.В. Северского [2001] и С. Марченко [2003] по данным наблюдений в районе перевала Жусалыкезен.

Таблица 43. **Объем талых вод, образовавшихся от протаивания многолетнемерзлых пород в бассейне р. К. Алматы за период с 1973 по 1996 гг.**

Высотный диапазон, м абс.	Площадь пояса, тыс. м²	Объем протаявшего грунта, тыс. м³ (при слое стаивания 1,1 м)	Объем растаявшего льда, тыс. м³ (при льдистости 30%)	Объем протаявшего грунта в зоне 3200-3500 м, тыс. м³ (при слое стаивания 1,3 м)	Объем растаявшего льда, тыс. м³	Объем талой воды, тыс. м³
3200-3500	2027,0	1114,8	334,5	1317,5	395,3	316,2
>3500	3240,7	3564,8	1069,4	–	1069,4	855,5
>3200	5267,7	4679,6	1403,9	4882,3	1464,7	1171,8

Таким образом, за указанный период от протаивания ММП в сток поступило около 1,17 млн м³. Даже если принять, во всем диапазоне выше 3200 м многолетнемерзлые породы распространены повсеместно, то при слое стаивания 1,1 м суммарный объем поступившей в сток воды составит 1738 тыс. м³, т е. около 75,6 тыс. м³ в год. Необходимо, однако, иметь в виду, что, судя по результатам сравнительного анализа материалов повторной фотограмметрической съемки, состояние погребенных ледников на большей части их площади с 1958 по 1998 г. существенно не изменилось: изменения высоты поверхности за 40 лет составили здесь от + 5 (в случае формирования участков каменных глетчеров) до -5 м. Суммарная площадь этой части погребенных ледников составила 1,2 км² (эти площади на рисунках 57, 58 выделены желтым и зеленым цветом). Можно полагать, что в этой части погребенных ледников мерзлые породы моренных отложений, с 1973 по 1996 г. также протаяли на глубину 1,1 м. Образовавшийся при этом объем талых вод составил около 320 тыс. м³, а суммарный объем талых вод, поступивших в сток от протаивания ММП выше изогипсы 3200 м с 1973 по 1996 г. не более 1,5 км³, т.е 65,2 тыс. м³ в год. Это менее 20% от объема годового стока, образовавшегося за счет таяния вековых запасов льда открытой части Туйыксуйской группы ледников в среднем с 1958 по 1998 г. Следовательно, основной компенсационный сток, вопреки ожиданиям, формируется не за счет талых вод мерзлых пород, а за счет таяния погребенных льдов и каменных глетчеров.

Необходимо также иметь в виду, что механизм участия талых вод ледников и протаявших многолетнемерзлых пород не остается посто-

янным от года к году и существенно зависит от особенностей термического режима грунтов и условий снежности. В теплые годы, когда температуры грунтовых толщ относительно высоки, а сезонное промерзание невелико, все талые воды участвуют в формировании стока, и водный баланс территории гляциально-нивального пояса близок к нулю. В годы же, когда температура промерзающих грунтов понижена, часть талых вод, просачиваясь в толщу пород, вновь замерзает и может оставаться в таком состоянии до конца абляционного периода, создавая переходящие запасы воды. В такие годы невязка водного баланса территории гляциально-нивального пояса будет отрицательной. Те же «законсервированные» запасы воды могут поступить в сток в течение последующих лет, являясь причиной трудно объяснимой, на первый взгляд, положительной невязки водного баланса. Поскольку многоснежные и малоснежные, как и теплые и холодные, годы имеют тенденцию группироваться в периоды до 2 – 4 лет подряд, продолжительность периода с отрицательной либо положительной невязкой водного баланса, составляет в среднем около 3 лет. Таким образом, можно достаточно уверенно утверждать, что устойчивость характеристик стока в условиях значительной деградации оледенения во второй половине XX столетия обеспечена за счет действия компенсационного механизма. Основным источником компенсации потерь стока, связанным с деградацией оледенения, являются талые воды подземных льдов погребенных ледников, каменных глетчеров. На их долю приходится около 85% компенсационного стока. Остальная его часть формируется за счет талых вод многолетнемерзлых пород.

Можно не сомневаться, что в условиях Центральной Азии дальнейшая деградация оледенения не повлечет значительное сокращение возобновляемых водных ресурсов, как и изменение показателей внутригодового распределения речного стока. Потери стока, обусловленные дальнейшей деградацией оледенения, будут компенсированы за счет поступления в сток талых вод подземных льдов, в том числе аккумулированных в слое многолетнемерзлых пород. Поскольку запасы подземных льдов сопоставимы с современными ледниковыми ресурсами, а интенсивность их таяния существенно меньше, чем открытых ледников, процесс их разрушения может растянуться на сотни лет. По крайней мере, можно уверенно полагать, что в течение текущего столетия возобновляемые водные ресурсы главных водосборных бассейнов Центральной Азии вследствие деградации оледенения значительно не сократятся, как не изменятся существенно и показатели внутригодового распределения речного стока. Сама природа дает нам возможность разумно распорядиться известными сегодня водными ресурсами, не опасаясь значительного их сокращения, по крайней мере, за счет продолжающейся деградации оледенения.

6. ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗА РАЗВИТИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ НА БЛИЖАЙШИЕ ДЕСЯТИЛЕТИЯ

Сам термин «гляциологический прогноз» появился сравнительно недавно. Интерес к этой проблеме существенно возрос в последние десятилетия прошлого века. Помимо все более очевидного сокращения площади ледников в различных районах мира, интерес к гляциологическим прогнозам в значительной мере был «подогрет» теорией глобального потепления климата и соответствующим ожиданием увеличения темпов деградации современного оледенения. Согласно Котлякову В.М. и др., [1987], гляциологический прогноз – это предположение и расчет будущих изменений объектов, явлений и процессов в нивально-гляциальных системах, а также самих этих систем на основе анализа прошлых и текущих их состояний и связей с другими природными системами. Обычно прогнозы реакции компонентов природной среды основаны на прогнозах изменений характеристик климата, прежде всего температуры воздуха и годовых сумм осадков. В отличие от моделей прогноза погоды (кратковременного состояния атмосферы) степень адекватности современных климатических моделей реальным условиям настолько невелика, что сама возможность прогноза климата подвергается сомнению [Кренке А.Н., 1992; Григорьев А.А., Кондратьев К.Я., 2001; Кондратьев К.Я. и др., 1999, 2001; Спекторман Т.Ю., Никулина С.П., 1999].

Тем не менее увлечение прогнозами различного содержания (гидрологических, агроклиматических, ландшафтно-экологических и иных), основанными на использовании моделей общей циркуляции атмосферы, стало фактом последних десятилетий. Для оценки уязвимости компонента природной среды от воздействия изменений климата разрабатываются климатические сценарии, которые не преследуют цель предсказания будущих изменений климата Земли, а предназначены для выявления чувствительности зависимых от климата характеристик к возможным изменениям климата [Марченко С.С., 2003]. Современные климатические сценарии характеризуются высокой степенью неопределенности и низким разрешением на местности – от 2,2 до 5,0° по широте и от 3,75 до 10,0° по долготе [Спекторман Т.Ю., Никулина С.П., 1999, 2002; Чуб В.Е., Ососкова Т.А., 1999; Спекторман Т.Ю., 1999, 2002]. Заметим, что пространственное разрешение порядка 3° соответствует приблизительно 330 км на экваторе. При таком разрешении в условиях Средней и Центральной Азии в одной ячейке пространственного разрешения, как правило, оказывается и равнинная, и горная территории, а выходные результаты прогнозных оценок климатических параметров, как показало тестирование прогнозных моделей на материалах режимных наблюдений на сети длиннорядных станций, зачастую значительно

отличается от реальных полей климатических характеристик. Эти расхождения особенно велики в горных районах [Спекторман Т.Ю., 1999, 2002; Спекторман Т.Ю., Никулина С.П., 2002].

Необходимо иметь в виду и то обстоятельство, что, в соответствии с рекомендациями Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК), климатические сценарии должны быть согласованы с предположением о том, что при условии удвоения концентрации парниковых газов (прежде всего, диоксида углерода CO_2) произойдет повышение средней глобальной температуры на 1,5–4,5°С. Таким образом, в каждый сценарий изначально заложено предположение о существенном повышении температуры воздуха при удвоении концентрации парниковых газов, что в реальных условиях не вполне оправдано [Severskiy, I.V., 2004; 1999; Water resources.., 2004].

В 1992 г. МГЭИК предложено шесть сценариев эмиссии парниковых газов (IS92a – IS92f) и, как следствие, столько же вариантов увеличения глобальной температуры [IPCC, 2001]. При этом каждый вариант имеет свои пределы неопределенности [Агальцева Н.А., Боровикова Л.Н., 1999, 2002]. Реализация сценариев выполняется на основе равновесных моделей общей циркуляции атмосферы (МОЦ). Чаще других используются климатические модели:

- GFDL –разработана Геофизической лабораторией жидкостей (США);
- GISS – разработана Годдардским институтом космических исследований (США);
- UKMO – разработана Метеорологическим Агентством Соединенного Королевства (Англия);
- CCCM – разработана Канадским Климатическим Центром.

Высокая степень неопределенности вынуждает использовать одновременно несколько сценариев, реализация которых дает обычно большой диапазон значений прогнозируемых характеристик. Так, прогнозные оценки стока рек бассейна Аральского моря предполагают его снижение на 20–40% в течение ближайших десятилетий [Чуб В.Е., 2000]. Согласно прогнозам, выполненным на основе тех же климатических моделей, вследствие глобального потепления климата водные ресурсы рек Центрального и Северного Казахстана при удвоении концентрации парниковых газов могут сократиться не менее чем на 20% [Голубцов В.В. и др., 1996; Скоцеляс И.И. и др., 1997]. При расчетах по модели CCCM (наиболее жесткий сценарий) при условии удвоения концентрации парниковых газов в атмосфере (по прогнозу это может произойти в 2050–2075гг.) вероятно сокращение стока вегетационного периода на 40–50% на реках малой водности (таких, как Кугарт и Ахангаран в бассейне р. Сырдарьи) и на 20-30% на многоводных реках. Другие оценки более оптимистичны. При реализации сценариев GISS, GFDL среднеголовые осадки в бассейне Аральского моря возрастут примерно на 24%, что

повлечет увеличение водных ресурсов на 5–10% [Агальцева Н.А., Боровикова Л.Н., 1999, 2002].

Большой разброс результатов реализации современных климатических моделей и сценариев эмиссии парниковых газов неизбежно вызывает сомнения относительно достоверности прогнозных оценок.

Использование региональных климатических сценариев, разработанных на основе выходных результатов климатических моделей в переходном состоянии (модели ECHAM4 и HadCM2), дает основания полагать, что в течение ближайших 20–30 лет возможные изменения стока вегетационного периода будут лежать в пределах естественной изменчивости: от +5% до -8% от нормы. Не произойдет существенного изменения и годового стока рек Амударии и Сырдарии [Агальцева Н.А., Коновалов В.Г., 2005]. Напомним, что, согласно результатам аналогичных исследований, в течение XXI века не ожидается значимых изменений в стоке крупнейших российских рек –Волги, Оби, Енисея, Лены, Амура [Хубларян М.Г. и др., 2003].

Строго говоря, прогнозные оценки, полученные на основе упомянутых моделей, не представляют серьезной практической ценности из-за неопределенно далекого интервала прогнозирования климатических факторов, невозможности априорной оценки принимаемых гипотез и конечных результатов, недостаточного пространственного разрешения и адекватности используемых моделей климата [Агальцева Н.А., Коновалов В.Г., 2005; Кондратьев К.Я., 2004].

Повышение температуры воздуха выявляется и простым сравнением средних значений температуры за два базовых периода осреднения 1931–1960 и 1961–1990 гг. На этой основе выявлено заметное потепление в Узбекистане и сопредельных районах бассейна Аральского моря, особенно характерное для апреля, июня и ноября–декабря [Спекторман Т. Ю., 1999, 2002; Спекторман Т.Ю., Никулина С.П., 2002]. Показательно, что при сравнении значений температуры, осредненных за указанные периоды, в районах с интенсивным орошением наметилась тенденция к понижению максимальных температур, а наибольший вклад в потепление внесли зимние температуры, тогда как весенний и летний сезоны характеризовались понижением температуры [Severskiy, I.V., 1999, 2004; Спекторман Т. Ю., 2002]. В этих результатах отчетливо проявляются искажения естественных полей температуры воздуха влиянием антропогенно измененных ландшафтов и урбанизированных территорий [Severskiy, I.V., 1999, 2004]: максимальное потепление присуще зимнему (отопительному) сезону, а орошаемые массивы земель характеризуются понижением температуры относительно средней за период с 1931 по 1960 г.

Таким образом, получить на основе моделей общей циркуляции атмосферы (МОЦ) более или менее однозначный ответ на вопрос о том, насколько изменятся климатические характеристики (прежде всего, тем-

пература воздуха и суммы атмосферных осадков) в ближайшие десятилетия и как эти изменения отразятся на состоянии природной среды, снежно-ледовых и водных ресурсах, пока проблематично. К тому же в последние годы высказываются все более обоснованные сомнения относительно роли антропогенного фактора в современных изменениях климата, полагая, что определяющими в этих изменениях являются причины астрофизической природы (прежде всего, динамика солнечной активности), а наблюдаемые изменения есть проявления естественных циклических колебаний климата[Severskiy I.V., Kokarev A.L. at al., 2006; Котляков В.М., Северский И.В., 2007 и др.].

Поскольку климатические модели недостаточно совершенны, для решения рассматриваемой задачи резонно опираться на численную динамику прогнозируемых характеристик за период непосредственных наблюдений, полагая, что выявленные тенденции их изменений останутся относительно устойчивыми и в ближайшем будущем. Иными словами, для решения нашей задачи – прогноза развития оледенения на ближайшие десятилетия – резонно использовать тенденции изменений его характеристик (площадь поверхности ледников, запасы льда), выявленные за период непосредственных наблюдений либо по материалам повторной аэрофотосъемки. Именно этот путь использован для прогноза эволюции оледенения в горах Средней Азии и Казахстана [Вилесов Е.Н., Уваров В.Н., 2001; Щетинников А.С., 1976, 1998; Айзин В.Б., 1988; Диких А.Н., 1990]. В условиях названного региона эта задача несколько упрощается тем обстоятельством, что, согласно результатам исследований, нормы максимальных запасов воды в снежном покрове гор Казахстана и Средней Азии в течение последних десятилетий оставались устойчивыми [Артемьева С.С., Царев Б.К., 2003; Благовещенский В.П., Пиманкина Н.В., 1997; Пиманкина Н.В., 1998, 2000; Severskiy I.V., 2004]. В связи с этим можно достаточно уверенно считать, что будущие изменения состояния оледенения функционально зависят от изменений температуры воздуха.

К сожалению, надежный прогноз изменений температуры воздуха на ближайшие десятилетия остается проблематичным. По данным МГЭИК, [Изменение климата ..., 1990], диапазон предполагаемого изменения средней годовой глобальной температуры составил 1,0-4,5°С. В более поздних оценках [Изменение климата ..., 2003] верхний предел возможного повышения температуры снижен до 3,5°С. По оценкам САНИГМИ [Чуб В.Е., Ососкова Т.А., 1999], диапазон возможных изменений средней годовой температуры воздуха в зоне формирования стока рек Средней Азии к 2030г. составит от 0,1 до 1,0°С в случае реализации сценариев МГЭИК IS92 cd, от 0,3 до 1,6°С при сценариях IS92 ab и IS92 if [Чуб В.Е., Ососкова Т.А. 1999; Чуб В.Е. и др., 1999]. Вне сомнений, в случае повышения температуры до упомянутых максимальных

значений, неизбежны ускоренная деградация оледенения и серьезные последствия экологического и социально-экономического характера. Даже при сохранении современного температурного фона в ближайшие десятилетия деградация оледенения будет продолжаться со средней интенсивностью около 1% в год.

Попытки прогноза развития гляциальных систем для Иле-Балкашского бассейна и сопредельных горных территорий немногочисленны. Первая такая попытка предпринята Н. Н. Пальговым [1970] и была основана на учете среднего темпа отступания языка ледника Туйыксу. Согласно его оценкам, при сохранении климатических условий неизменными, этот ледник не исчезнет вплоть до 2340 г. Близкие результаты получены В. Д. Пановым [1993] для Кавказа.

Основываясь на результатах расчетов скорости потерь ледников Жетысу Алатау за 1976/77 балансовый год, П. А. Черкасов [Современное экологическое .., 2002] пришел к заключению, что при условии сохранения упомянутой скорости в западном регионе северного склона хребта (бассейна реки Биен) ледники исчезнут к концу текущего столетия, в центральной части северного склона Джунгарского Алатау (бассейна р. Баскан) сокращение оледенения продолжится до 2100 года, а на востоке горной страны (бассейн р. Ыргайты) оно будет продолжаться только до 2040. Согласно прогнозным оценкам оледенение Внутреннего Тянь-Шаня (на высотах до 4800 м) исчезнет уже к 2030–2060 гг. [Диких А.Н., 1990, 1998, 2001].

По расчетам Г. Е. Глазырина [1991], в Средней Азии при условии изменения годовых сумм осадков на плюс - минус 10–20%, площадь оледенения увеличится на 13–26%, или уменьшится на 13–27%, а при росте средней летней температуры (за июнь–август) на 2°С площадь и объем ледников сократятся в два раза, но не исчезнут полностью.

Основываясь на результатах массовых лихенометрических измерений, Н. А. Голодковская [1982] прогнозирует исчезновение оледенения Кавказа через 80–100 лет.

Согласно исследованиям Е. В. Максимова [1984], полагавшим, что состояние оледенения хребта Киргизский Ала-Тоо определяется не только климатическими, но и тектоническими факторами, ледники этого района Тянь-Шаня не исчезнут полностью еще в течение 6000 лет.

Е. Н. Вилесов и В. Н. Уваров [Вилесов и др., 1997; Вилесов Е.Н., Уваров В.Н., 2001] путем экстраполяции значений скорости сокращения площади ледников Иле Алатау, выявленной за период с 1955 по 1990 г., пришли к заключению, что основная масса ледников этого района исчезнет уже к 2060–2070 гг. и лишь в бассейне р. Талгар они могут сохраниться вплоть до 2090 г.

Следует иметь в виду, что во многих случаях прогноз развития оледенения на ближайшую перспективу основан на экстраполяции сред-

ней скорости сокращения площади (либо объема) ледников, которая была выявлена в последние десятилетия, или на подсчете прогнозируемых изменений климата – прежде всего средней годовой (либо среднелетней) температуры воздуха [Вилесов Е.Н., Уваров В.Н., 2001; Агальцева Н.А., Коновалов В.Г., 2005; Глазырин Г.Е., Щетинников А.С., 2001 и др.].

Как было показано ранее [Severskiy I.V., 1999; Water-resourses, 2004], скорость увеличения температуры воздуха по данным регулярных климатологических наблюдений не вполне соответствует реальным климатическим изменениям и зачастую может быть переоценена. Соответственно прогноз динамики оледенения, основанный на пролонгировании выявленных трендов увеличения температуры воздуха, может быть ошибочным.

Следует отметить, что, согласно исследованиям П. А. Черкасова, основанным на результатах дендрохронологического анализа спилов арчи полушаровидной, отобранных в высокогорьях реки К. Баскан (Жетысу Алатау), выявлены хорошо выраженная цикличность изменений ширины радиального прироста арчи почти за 650-летний период и тесная корреляция высоты фирновой линии и радиального прироста арчи. Максимальная продолжительность упомянутых циклов около 280 лет. С учетом этой периодичности можно предположить, что деградация оледенения Жетысу Алатау будет продолжаться еще не менее 100 лет, пока не произойдет смена климатических условий на более благоприятные для существования ледников. Отметим, что здесь проявляется, скорее, связь радиального прироста с температурой воздуха в теплый период, поскольку именно температура воздуха является лимитирующим фактором, определяющим величину радиального прироста арчи на верхнем пределе ареала ее распространения. А это означает, что изменениями температуры воздуха в теплый период определяется динамика высоты фирновой линии.

Отметим также, что Л. Р. Серебряный и др. [1989] на базе анализа динамики оледенения субатлантического периода голоцена за период продолжительностью 3000 лет пришли к заключению, что в ближайшем будущем климатические условия Тянь-Шаня сменятся на более благоприятные для существования ледников.

Итак, господствующее мнение относительно неизбежности скорого исчезновения ледников Тянь-Шаня и сопредельных горных стран Средней Азии не может быть принято как аксиома. Как показано ранее [Severskiy I.V., 1999; Water resources ., 2004], современные изменения климата – отражение его естественных циклических колебаний, роль же антропогенного фактора в этих изменениях не так велика, как принято считать. Следует напомнить, что на фоне очевидного роста температур воздуха, суммы осадков и нормы максимальных снегозапа-

сов в горах за последние десятилетия практически не изменились; остались устойчивыми и нормы речного стока [Артемьева С.С., Царев Б.К., 2003; Пиманкина Н.В., 1998; Спекторман Т.Ю., Никулина С.П., 2002; Спекторман Т. Ю., 2002; Агальцева Н.А., Боровикова Л.Н., 2002; Царев Б.К., 2003]. Здесь уместно отметить, что согласно прогнозным оценкам в Центральной Азии годовые суммы осадков и их многолетняя региональная изменчивость, по крайней мере, до 2020 г. существенно не изменятся [IPCC, 2001; Коновалов В.Г., 2003].

С учетом изложенного можно заключить, что прогнозируемое на ближайшие десятилетия значительное потепление климата, сокращение водных ресурсов не менее чем на 20 %, значительная аридизация климата и связанные с этим экономические потери [Чуб В.Е. 2000; Госсен Э. Ф. и др., 1997; Долгих С. А., Пилифосова О. В., 1996; Есеркепова И.Б. и др., 1996; Мизина С. В. И др., 1997; Чичасов Г. Н., Шамен А. М., 1997; Воронина Л. А., 1997] вряд ли возможны. Тем не менее ясно, что общее направление изменений температурного режима территории в ближайшие десятилетия сохранится и деградация оледенения будет продолжаться.

На основе выявленных средних темпов деградации оледенения и отталкиваясь от объемов льда на 1990 г., мы рассчитали объем льда для ледников Илейско-Кунгейской ледниковой системы по состоянию на 2000–2050 гг. Принимая во внимание инерционность ледников, проявлением которой являются упомянутые зависимости высоты фирновой линии и темпов сокращения плановых размеров ледников от их площади, мы сочли целесообразным воспользоваться для прогноза изменений запасов льда в ледниковых системах рассматриваемого региона формулой сложных процентов. Результаты прогнозных оценок представлены в табл. 44. Согласно этим результатам оледенение Илейско-Кунгейской ледниковой системы к середине текущего столетия сократится лишь на треть, но не исчезнет к концу текущего столетия, как предполагалось ранее [Вилесов Е.Н., Уваров В.Н., 2001; Диких А.Н., 1998, 2001].

Результаты аналогичной прогнозной оценки динамики оледенения китайской части бассейна р. Или на более отдаленную перспективу приведены в табл. 45.

Таблица 44. **Прогнозные изменения объема оледенения Илейско-Кунгейской ледниковой системы, км³**

Район	Год					
	2000	2010	2020	2030	2040	2050
Северный склон Илейского Алатау	8,735	7,899	7,144	6,461	5,843	5,285
Бассейн р.Шилик	13,962	12,627	11,420	10,328	9,340	8,447
Илейско-Кунгейская ледниковая система	22,697	20,526	18,564	16,789	15,183	13,732

Таблица 45. Прогноз площади оледенения рассчитанный по формуле сложных процентов, км²

Год	Коргас	Кюнес	Каш	Кексу	Текес
2000	43,09	78,30	339,13	343,92	841,64
2050	23,67	44,73	195,76	208,48	509,39
2100	12,94	25,73	112,60	126,13	308,19
2150	7,08	14,80	64,77	76,31	186,46
2200	3,87	8,51	37,25	46,17	112,81
2250	2,12	4,89	21,43	27,93	68,25
2300	1,16	2,82	12,33	16,89	41,29
2350	0,63	1,62	7,09	10,22	24,98
2400	0,35	0,93	4,08	6,191	15,11
2450	0,19	0,54	2,35	3,74	9,14

Согласно этим оценкам, при сохранении современных темпов деградации ледников оледенение китайской части бассейна р. Иле не исчезнет, по крайней мере, в ближайшие двести лет, а в бассейне р. Текес сохранится вплоть до начала XXIV столетия.

Е. Н. Вилесов и В. Н. Уваров [2001], сопоставив данные последовательных каталогов ледников, обнаружили, что площадь оледенения северного склона Илейского Алатау с 1955 по 1990 гг. сокращалась линейно. Последующие исследования с учетом данных каталога ледников по состоянию на 2008 г. [Кокарев А.Л., 2009] показали, что, несмотря на отмеченное изменение темпов деградации, линейный характер изменений площади оледенения практически с постоянной скоростью около 2,2 км²/год сохранился. Это позволяет вполне уверенно прогнозировать вероятные изменения ледниковых ресурсов на обозримую перспективу.

6.1. Современные и прогнозные изменения горноледниковых систем

Величины площади оледенения и величины трендов (темпы изменения площади за 1955-2008 гг.) приведены в табл. 46 [Кокарев А.Л., 2009]. Для оценки использовались данные инвентаризации ледников по району исследования за 1955, 1975, 1979 и 1990 годы, опубликованные в работах [Вилесов Е.Н., Уваров В.Н., 2001; Современное экологическое ..., 2002; Bolch T., 2006; Вилесов Е.Н., Хонин Р.В., 1967; Черкасов П.А. и др., 1997, 1998, 2000]. На рис. 64 показана динамика изменения площади открытой части ледников за последние десятилетия [Кокарев А.Л., 2009].

Таким образом, за 53 года оледенение северного склона Илейского Алатау сократилось по площади на 117,77 км² (на 41 %), теряя в год по 2,22 км², или по 0,8 % своей площади [Кокарев А.Л., 2009]. Следует отметить, что темп деградации не изменился в сравнении с исследованиями оледенения этого региона по состоянию на 1990 год [Вилесов Е.Н., Уваров В.Н., 2001].

Таблица 46. **Изменение площади открытой части ледников северного склона Илейского Алатау за период с 1955 по 2008 г.**

Бассейн реки	Площадь, км²						Изменение площади				
	1955	1974	1979	1990	1990	2008	км²/год	км²/период	%/период	%/год	R^2
Узун-Каргалы	12,9	11,3	10,3	9,2	9,9	7,8	-0,10	-5,088	-39,44	-0,74	0,977
Шамалган	2,6	3,1	2,2	1,5	1,8	1,3	-0,03	-1,59	-61,15	-1,15	0,673
Каскелен	13,5	13,9	12,9	10,7	10,1	8,7	-0,11	-5,565	-41,22	-0,78	0,807
Аксай	13,5	13,3	12,5	10,7	10,2	9,3	-0,09	-4,823	-35,73	-0,67	0,864
Карагалинка	3,9	3,2	2,9	2,4	2,8	2,3	-0,03	-1,537	-39,41	-0,74	0,896
У.Алматы	33,9	27,2	25,3	21,9	21,0	17,4	-0,32	-16,801	-49,56	-0,94	0,982
К. Алматы	9,3	7,4	8,1	6,4	6,5	5,7	-0,07	-3,71	-39,89	-0,75	0,903
Талгар	112,5	93,6	89,2	79,7	80,7	67,4	-0,85	-45,103	-40,09	-0,76	0,991
Есик	49,5	41,3	36,8	34,8	35,8	31,5	-0,34	-18,02	-36,40	-0,69	0,923
Тургень	35,7	31,0	28,9	26,3	26,0	20,5	-0,29	-15,211	-42,61	-0,80	0,995
Сумма	287,3	245,1	229,1	203,6	204,7	171,9	-2,22	-117,766	-40,99	-0,77	0,992

Как следует из табл. 46, наибольшие темпы деградации наблюдаются в бассейнах рек Шамалган (1,15 %/год) и Улькен Алматы (0,94 %/год). Наименьшие потери льда отмечены в бассейнах рек Аксай (0,67 %/год) и Есик (0,69 %/год). Близкие к средним темпы деградации характерны для бассейнов рек Каскелен (0,78 %/год), Талгар (0,76 %/год) и Тургень (0,8 %/год).

В табл. 47 приведены прогнозируемые изменения площади оледенения Илейского Алатау на основе экстраполяции [Кокарев А.Л., 2009] (подробная методика описана в монографии [Вилесов Е.Н., Уваров В.Н., 2001]).

В результате применения метода экстраполяции для прогнозной оценки сокращения площадей оледенения северного склона Иле Алатау и на основании данных табл. 47 построен график (**рис. 64**) [Кокарев А.Л., 2009], практически повторяющий тенденцию деградации оледенения, представленную Е.Н. Вилесовым [Вилесов Е.Н., Уваров В.Н., 2001].

Аналогичен характер изменений площади оледенения Жетысу Алатау (табл. 48, **рис. 65, 66**) и Алтая (**рис. 67**, табл. 49)

Как следует из рис. 65, оледенение Южного Жетысуского Алатау, при сохранении скорости деградации 2,2 км²/год (0,97 %/год), практически исчезнет к 2060 году. Полученный результат хорошо согласуется с прогнозом П. А. Черкасова [2004], основанном на скорости изменения массы льда в ледниках. По его расчетам ледники Южного Жетысу прекратят существование к 2070 году, теряя ежегодно 0,96 % своей массы.

Судя по этим данным, при условии сохранения современных климатический тенденций оледенение Алтая может исчезнуть не ранее 2570 г.

Таблица 47. **Современные и прогнозируемые изменения площади оледенения на северном склоне Илейского Алатау**

Бассейн реки	Год и соответствующая площадь оледенения, км²																
	1955	1974	1979	1990	1990	2008	2020	2030	2040	2020	2055	2060	2065	2090	2075	2080	2090
Узун-Каргалы	12,9	11,3	10,3	9,2	9,9	7,8	7,5	6,5	5,5	4,6	4,1	3,6	3,1	2,7	2,2	1,7	0,7
Шамалган	2,6	3,1	2,2	1,5	1,8	1,3	1,4	1,1	0,8	0,5	0,3	0,2	-	-	-	-	-
Каскелен	13,5	13,9	12,9	10,7	10,1	8,7	7,9	6,8	5,8	4,7	4,2	3,7	3,2	2,6	2,1		
Аксай	13,5	13,3	12,5	10,7	10,2	9,3	9,5	8,6	7,7	6,8	6,3	5,8	5,4	4,9	4,5	4,0	3,1
Карагалинка	3,9	3,2	2,9	2,4	2,8	2,3	1,6	1,3	1,0	0,7	0,5	0,4	0,2	0,1	-	-	-
У.Алматы	33,9	27,2	25,3	21,9	21,0	17,4	12,3	9,1	5,9	2,8	1,2	-	-	-	-	-	-
К. Алмзты	9,3	7,4	8,1	6,4	6,5	5,7	4,1	3,4	2,7	2,0	1,6	1,3	0,9	-	-	-	-
Талгар	112,5	93,6	89,2	79,7	80,7	67,4	55,2	46,7	38,1	29,6	25,4	21,1	16,8	12,6	8,3	4,1	-
Есик	49,5	41,3	36,8	34,8	35,8	31,5	26,6	23,2	19,8	16,4	14,7	13,0	11,3	9,6	7,9	6,2	2,8
Турген	35,7	31,0	28,9	26,3	26,0	20,5	17,9	15,0	12,1	9,3	7,8	6,4	4,9	3,5	2,1	0,6	-
Сумма	287,3	245,1	229,1	203,6	204,7	171,9	143,9	121,7	99,5	77,3	66,2	55,5	46,0	36,0	27,1	16,6	6,7

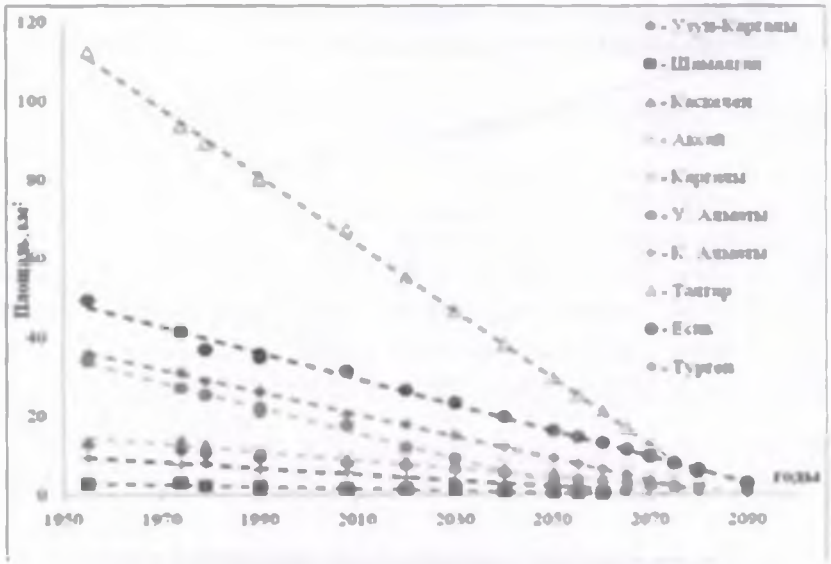


Рис. 64. Прогноз изменения (деградации) оледенения основных бассейнов северного склона Илейского Алатау

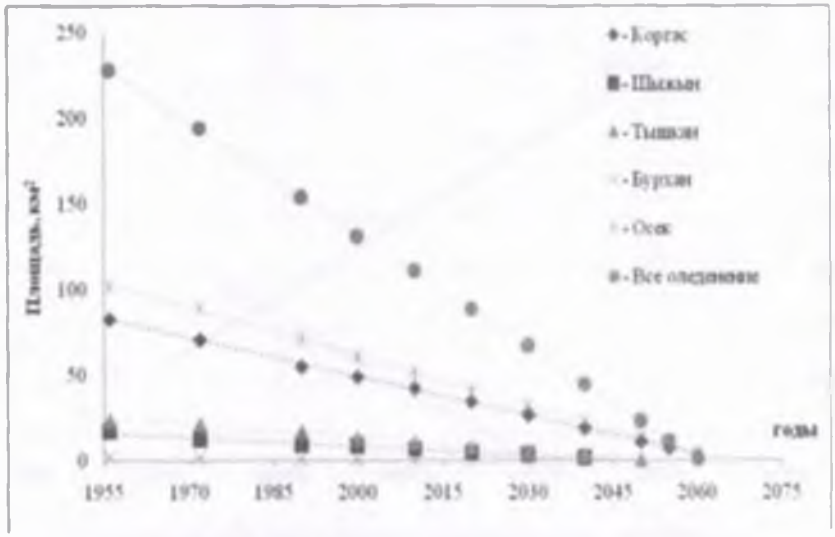


Рис. 65. Прогноз изменения площади оледенения основных бассейнов Южного Жетысуского Алатау

Согласно данным [Десинов Л.В., Коновалов В.Г., 2007], аналогичен характер изменений площади оледенения бассейна р. Муксу на Восточном Памире (**рис. 68**). Те же данные дают основания полагать, что площадь определения бассейна р. Сельдары (ледника Федченко) по со-

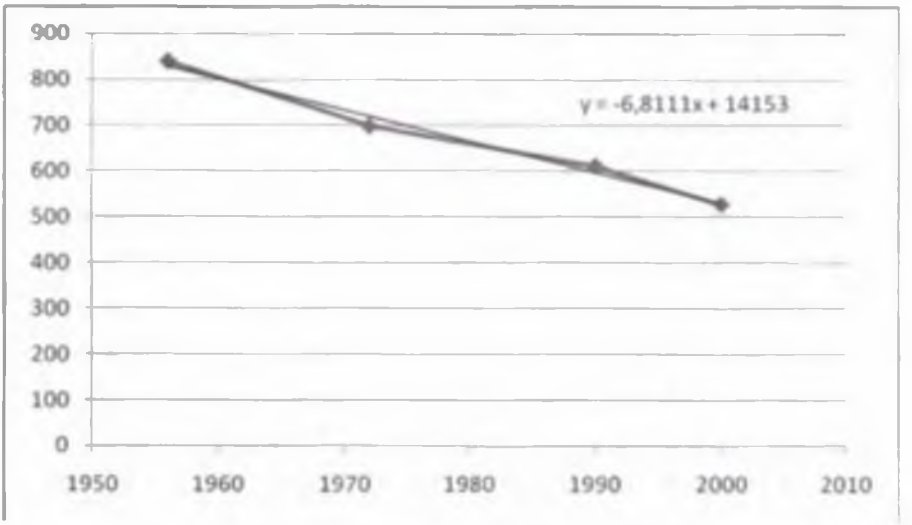


Рис. 66. Изменение площади открытой части ледников казахстанской части Жетысу Алатау за период с 1956 по 2000 г.

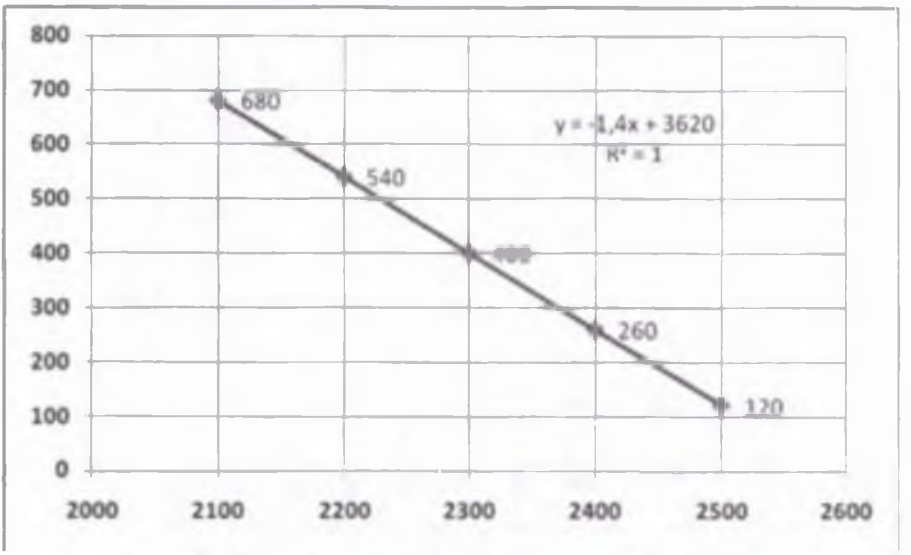


Рис. 67. Прогноз изменений площади оледенения Алтая (по данным С. А Никитина [2009])

стоянию на 1980 г. несколько занижена (предположительно на 18 км²). Действительно, если рассчитать изменения оледенения этого бассейна за период между 1957 и 2000 гг. (без учета данных о площади оледенения за 1980 г.), то средний темп сокращения площади оледенения приблизится к среднему темпу, выявленному для бассейна р. Муксу (0,14 и

Таблица 48. **Изменение площади открытой части ледников Южного Жетысу Алатау по основным бассейнам за период с 1956 по 2000 г.**

Бассейн	Площадь открытой части, км²				Изменение площади				
	1956	1972	1990	2000	км²		%		R²
					год	период	период	год	
Коргас	82,70	70,41	54,93	49,09	-0,779	-34,280	-41,45	-0,94	0,997
Шыжын	17,00	11,97	9,31	8,34	-0,193	-8,492	-49,95	-1,14	0,945
Тышкан	23,90	21,14	17,09	12,73	-0,245	-10,780	-45,10	-1,03	0,964
Бурхан	1,80	1,38	0,82	0,57	-0,028	-1,232	-68,44	-1,56	0,998
Осек	103,00	89,22	71,16	60,05	-0,975	-42,900	-41,65	-0,95	0,997
Борохудзир	-	0,14	0,20	0,01	-	-	-	-	-
Всего	228,40	194,25	153,51	130,79	-2,218	-97,59	-42,73	-0,97	0,999

Таблица 49. **Прогноз изменений площади оледенения Алтая**

Год	Прогнозная площадь оледенения Алтая, км²	Год	Прогнозная площадь оледенения Алтая, км²
2050	750	2300	400
2100	680	2400	260
2200	540	2500	120

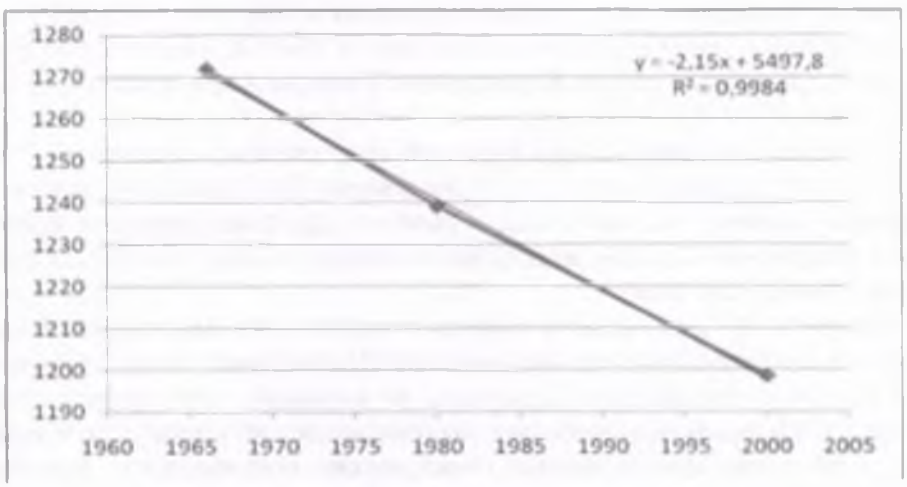


Рис. 68. Изменение площади оледенения бассейна р. Муксу за период с 1966 - 2000 гг.
[Десинов Л.В., Коновалов В.Г., 2007]

Таблица 50. **Изменение площади оледенения ледниковых систем**

Ледниковая система	Бассейны	Расчетная площадь рек оледенения, км²					Год полного исчезновения оледенения
		2030	2050	2100	2200	2500	
Южно-Жетысуская	Коргас, Осек	75,5	34,6				2070
Западно-Жетысуская	Каратал	112	47,0				2075
Северо-Жетысуская	Биен, Аксу, Лепсы	131	86				2080
Восточно-Жетысуская	Тентек, Ыргайты	38	22				2080
Жетысуская в целом		297	190	150	54		2080
Северо-Илейская	Междуречье Узын-Каргалы - Тургень	122	77				2085
Восточно-Памирская	Муксу	1133	1090	983			2620
Западно-Памирская	Сельдара	658	637	586			2730
Алтайская	Обь		750	680	540	120	2580

0,17% в год соответственно). Различия в 0,03% в год можно объяснить влиянием большей «массивности оледенения в бассейне р. Сельдары.

Итоговые результаты прогнозной оценки динамики оледенения различных ледниковых систем Казахстана и Средней Азии представлены в табл. 50.

С учетом упомянутой цикличности естественных изменений климата, можно предположить, что в обозримом будущем климатические условия изменятся на более благоприятные для существования ледников и современная стадия деградации оледенения может смениться противоположной по знаку.

Преобладающее мнение о скором исчезновении оледенения Тянь-Шаня и сопредельных горных районов Центральной Азии не может быт признано как аксиома. Принимая во внимание устойчивость сумм атмосферных осадков и особенно максимальных снегозапасов (снежных ресурсов) в зоне формирования стока, можно предположить, что оледенение региона не исчезнет полностью к концу текущего столетия.

При сохранении современных тенденций изменений климата оледенение Северного Тянь-Шаня и Жетысу Алатау может исчезнуть к концу текущего столетия. Отметим, однако, что речь идет о площади от-

крытой части ледников, сокращение которой не означает пропорционального истощения ледниковых ресурсов: по мере деградации все большая часть ледника переходит из состояния открытого в состояние погребенного и продолжает участвовать в формировании стока. Даже при полном исчезновении открытой части ледников ледниковая составляющая в речном стоке не иссякнет полностью, хотя режим ледникового стока может существенно измениться вплоть до его прекращения в период похолодания климата. Поскольку нормы осадков и максимальных снегозапасов остаются устойчивыми, при современной динамике климатических условий нет оснований опасаться резкого сокращения стока и региональных водных ресурсов вследствие деградации оледенения: на освободившейся из подо льда площади сохраняются прежние снегозапасы, доля которых в суммарном ледниковом стоке составляет не менее 70%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования по рассматриваемой теме проводились одновременно по нескольким направлениям.

Первое направление исследований связано с оценкой снежных ресурсов зоны формирования стока и выявлением закономерностей их территориально-временного распределения. Решение этих задач выполнено на основе комплекса разработанных расчетных методов, использованных для оценки пространственно-временных изменений показателей снежности в горах Евразии. Основные итоги этого направления работ сводятся к следующему:

1. Выявлены снежные ресурсы главных водохозяйственных бассейнов Казахстана, исследованы закономерности их территориального распределения. Установлено, что подавляющая часть снежных ресурсов (водный эквивалент снежного покрова в период годового максимума снегонакопления, $м^3$) формируется в высокогорном поясе (выше 3000–3200 м), на долю которого приходится от 20 до 35 % суммарной площади бассейнов главных рек страны. При этом в случае трансграничного характера бассейнов весь комплекс исследований выполнен и на территории сопредельных стран.

2. Выявлены особенности территориального распределения годовых и сезонных сумм атмосферных осадков и характеристик снежности (сроки залегания устойчивого снежного покрова, максимальные снегозапасы) на территории китайской части бассейна р. Иле. С учетом этих закономерностей исследовано территориальное распределение снежных ресурсов на китайской территории бассейна.

3. Установлено, что в закономерностях распределения снежных ресурсов горных районов ярко проявляется влияние локальных факторов на режим и распределение снежного покрова: снежные ресурсы, рассчитанные с учетом влияния локальных факторов (экспозиция склонов, тип растительности), на 30–35 % меньше вычисленных без учета их влияния.

4. Следуя изменению сумм осадков холодного периода, доля снежных ресурсов в речном стоке в пределах бассейна р. Иле сокращается с запада на восток. В условиях Центрального, Внутреннего и Северного Тянь-Шаня снежные ресурсы, вычисленные по среднезональным – фоновым величинам снежности (без учета влияния локальных факторов), эквивалентны 60–65 % годового стока рек региона. С учетом же влияния локальных факторов их доля в формировании стока главных рек на 20–25 % меньше и сокращается до 10–15 % в бассейнах рек южного склона Жетысу Алатау. Следует, однако, заметить, что с учетом особенностей баланса снеговой влаги на южных склонах реальная доля их снеговых вод в формировании речного стока явно больше упомянутых минимальных значений. Таким образом, талые снеговые воды в со-

вокупности с ледниковой составляющей стока играют решающую роль в формировании возобновляемых водных ресурсов рассматриваемого региона.

Полученные к настоящему времени результаты исследований подтвердили наши прежние выводы относительно временной динамики снежности рассматриваемой территории: при большой межгодовой изменчивости средние многолетие величины максимальных снегозапасов зоны формирования возобновляемых водных ресурсов практически не изменились. Несмотря на значительное сокращение ледниковых ресурсов (со средней интенсивностью около 1 % в год), нормы речного стока в течение последнего полувека, как минимум, оставались устойчивыми. Не изменилось за этот период и внутригодовое распределение стока. Все это дает основание предположить наличие некоего компенсационного механизма, обеспечивающего устойчивость норм стока и особенностей гидрологического режима в условиях продолжающейся деградации оледенения. Роль такого механизма, по нашим оценкам, выполняют талые воды подземных льдов. Решающая роль в формировании компенсационного стока принадлежит талым водам погребенных (покрытых моренами) ледников и каменных глетчеров. Еще не менее 5 % суммарного их объема составляют талые воды, формируемые при протаивании вечной мерзлоты как реакции на глобальное потепление.

Второе направление связано с исследованием современной и прогнозной динамики оледенения зоны формирования стока главных рек Центрально-Азиатского региона. Результатом этих исследований являются выводы о динамике оледенения с оценкой вероятных перспектив изменения площади ледников и запасов льда и их влияния на региональные водные ресурсы в обозримой перспективе. Главный итог работ по этому направлению – обоснованный вывод об относительной устойчивости водорегулирующей роли оледенения. Ледники играют роль водохранилищ как сезонного, так и многолетнего регулирования. При этом по мере сокращения площади открытой (видимой) части ледников в условиях потепления климата все большую роль в регулировании стока начинают играть подземные льды, компенсирующие потери ледникового стока за счет сокращения площади абляции льда. Основу компенсационного стока, обеспечивающего устойчивость гидрологического режима рек и норм стока, составляют талые воды погребенных льдов и каменных глетчеров. Поскольку запасы подземных льдов в горах региона сопоставимы с ресурсами наземного оледенения, можно полагать, что при условии сохранения в устойчивости сумм осадков и максимальных снегозапасов в зоне формирования стока, характерной для последних десятилетий, действие компенсационного механизма может продолжаться не одно столетие. Это дает основание надеяться на относительную устойчивость норм речного стока и региональных водных ресурсов, по меньшей мере, в течение ближайших десятилетий.

Третье направление исследований связано с поиском возможностей оценки состояния целостных ледниковых систем (оледенение группы бассейнов, горного района, горной страны) на основе данных об оледенении отдельных бассейнов. В основе этих исследований – логичное предположение о том, что, несмотря на вероятные значительные различия реакции отдельных ледников на внешние воздействия, отклик всей совокупности ледников (оледенения) частного бассейна и соответствующей ледниковой системы на изменения климата должен быть одинаков. Полученные результаты вполне подтвердили это предположение, что проявилось в устойчивости соотношений площади оледенения отдельных бассейнов и площади ледников соответствующей ледниковой системы. Эти результаты открывают возможность организации оперативного мониторинга состояния ледниковых систем на основе оценок характеристик оледенения отдельных бассейнов. На их основе возможен также ретроспективный анализ состояния и динамики ледниковых систем региона за исторический период: результаты инструментальной съемки площади отдельных ледников, известные в разных районах мира с конца XVIII – начала XIX века, могут быть использованы для реконструкции площади оледенения соответствующих горно-ледниковых бассейнов и ориентировочной оценки состояния целостных ледниковых систем. Возможность организации оперативного мониторинга динамики ледниковых систем и палеогляциологических реконструкций на этой основе выявлена впервые и можно не сомневаться, что этот результат будет востребован в современной гляциологии.

Четвертое направление исследований – оценка роли ледниковых вод в формировании объема и режима речного стока. Выполненные исследования дают основания утверждать, что:

1. Изменения характеристик речного стока решающим образом определяются суммарной величинами годовых осадков, и прежде всего, максимальными снегозапасами высокогорного (выше 3000 – 3200 м) пояса. Таким образом, появившееся в публикациях объяснение начавшегося в последние десятилетия повышения водности горных рек следствием деградации оледенения не подтвердилось: прибавка к ледниковому стоку за счет таяния вековых запасов льда вследствие глобального потепления исчисляется первыми единицами процентов (зачастую меньше 10%), что сопоставимо с погрешностью измерения расходов воды в естественных руслах. Отметим также, что упомянутая прибавка нелинейно зависит от величины ледникового коэффициента: чем выше доля площади оледенения в суммарной площади бассейна, тем больше прибавка к ледниковому стоку вследствие глобального потепления.

2. Режим и годовой баланс массы ледников определяются не столько изменением температуры воздуха периода абляции, сколько величинами суммарного снегонакопления в ледниковом диапазоне. Можно полагать, что известные межбассейновые и межрегиональные различия

темпов деградации оледенения в основном определяются различиями снежности.

Таким образом, наиболее значимые результаты исследований вполне могут быть квалифицированы как вклад в развитие фундаментальной географической науки. В их числе:

· обоснованный вывод о том, что изменения речного стока решающим образом определяются динамикой максимального снегонакопления в высокогорном поясе (выше 3000 3200 м), в пределах которого формируется более 50% снежных ресурчсов, прибавка же к стоку за счет таяния вековых запасов льда вследствие глобального потепления несоизмеримо мала;

· обоснование компенсационного механизма, в значительной мере обеспечивающего устойчивость характеристик стока в условиях деградации оледенения – все более значителього (по мере потепления климата) участя талых вод подземных льдов в формировании стока;

· обоснованная возможность организации оперативного мониторинга состояния целостных ледниковых систем по данным определений характеристик оледенения частных бассейнов;

· выявленная возможность реконструкции характеристик ледниковых систем за исторический период на основе факта устойчивости соотношений площади оледенения (либо отдельных крупных ледников) частных бассейнов и площади оледенения соответствующих ледниковых систем;

Результаты исследований межгодовой изменчивости показателей снежности подтвердили наши выводы об устойчивости норм максимальных снегозапасов в течение, по крайней мере, последнего полувека. В сочетании с устойчивостью норм стока это дает основание надеяться на относительную устойчивость возобновляемых водных ресурсов в течение ближайших десятилетий.

Поскольку подавляющая часть снежных ресурсов региона (от 50 до 80 % в разных бассейнах) формируется в высокогорном поясе – выше отметок 3000–3200 м – следует еще раз подчеркнуть исключительную актуальность организации комплексного мониторинга гляциосферы высокогорья.

ЛИТЕРАТУРА

Агальцева Н.А., Боровикова Л.Н. Комплексный подход к оценке уязвимости водных ресурсов в условиях изменения климата // Оценка изменений климата по территории Республики Узбекистан, развитие методических положений оценки уязвимости природной среды. 2002. Вып. 5. С. 26-35.

Агальцева Н.А., Боровикова Л.Н. Оценка уязвимости стока рек бассейна Аральского моря от возможных воздействий изменения климата // Бюллетень САНИГМИ. Оценка уязвимости водных ресурсов от изменений климата. 1999. Вып.3. С.36-45.

Агальцева Н.А., Коновалов В.Г. Ожидаемые изменения размеров оледенения и стока при различных сценариях будущего климата Земли//Биржа интеллектуальной собственности. 2005. Т. IV, №8. С. 37-47.

Айзин В.Б. Оледенение и его эволюция в периферийных хребтах Северного Тянь-Шаня (на примере бас. р. Ала-Арча): Автореф.дис. ... канд. геогр. наук. М., 1988. 20 с.

Ананичева М.Д., Капустин Г.А., Корейша М.М. Изменение ледников гор Сунтар-Хаята и хр. Черского по данным Каталога ледников СССР и космическим снимкам 2001-2003 гг. // МГИ. 2006. Вып. 101. С. 163–168.

Арский Ю.М., Данилов-Данильянц В.И., Залиханов М.И., Кондратьев К.Я., Котляков В.М., Лосев К.С. Экологические проблемы: что происходит, кто виноват, что делать. М.: Изд-во ИМНЕПУ, 1997. – 330 с.

Артемьева С.С., Царев Б.К. Климатические изменения зимнего периода в горах Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 2003. С.138-142.

Батыров Р.С., Яковлев А.В. Мониторинг горных ледников некоторых районов Гиссаро-Алая с использованием космоснимков ASTER NERRA // Гляциология горных областей: Труды НИГМИ. 2004. Вып. 3 (248). С. 22-27.

Благовещенский В.П. Температурный режим высокогорных районов Средней Азии и Казахстана // Ледники, снежный покров и лавины горных районов Казахстана. Алматы, 1983. С. 53 – 73.

Благовещенский В.П., Пиманкина Н.В. Колебания снежности в горных районах Юго-Восточного Казахстана // Гидрометеорология и экология. 1997. №3. С.187-197.

Бондырев В.М., Гальперин Р.И. Распределение максимальных снегозапасов по территории Восточного Казахстана // Вопр. геогр. Казахстана. 1965. Вып. 11. С. 13-18.

Больх Т., Марченко С.С. Значение ледников, каменных глетчеров и богатой льдом мерзлоты Северного Тянь-Шаня как водонапорной башни в условиях изменения климата // Снежно-ледовые и водные ресурсы высоких гор Азии: Материалы международного семинара «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии», 28-30 ноября 2006 г. Алматы, 2007. С. 215-229.

Боровикова Л.Н. Математическое моделирование формирования снежного покрова и расчет поступления воды на поверхность горного бассейна // Тр. САРНИГМИ. 1968. Вып. 39(54). С. 37 – 43.

Браун Л., Хагг В. Современное и будущее воздействие снежного покрова и ледников на сток в горных районах – сравнение между Альпами и Тянь-Шанем // Снежно-ледовые и водные ресурсы высоких гор Азии: Материалы международного семинара «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии», 28-30 ноября 2006 г. Алматы. 2007. С. 60 – 70.

Вилесов Е.Н., Морозова В.И. Дегляциация и изменение ледникового стока в бассейне р. Усек в Джунгарском Алатау // Гидрометеорология и экология. 2004. № 3. С. 89-95.

Вилесов Е.Н., Морозова В.И. Деградация оледенения гор Южной Джунгарии во второй половине XX века // МГИ. 2005. Вып.84. С. 201–206.

Вилесов Е.Н., Морозова В.И. Изменение размеров современного оледенения и ледникового стока северной Джунгарии во второй половине XX века // Гидрометеорология и экология. 2008. №4. С. 124-143.

Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Эволюция современного оледенения ЗаИлейского Алатау в XX веке. Алматы, 2001. 252 с.

Вилесов Е.Н., Уваров В.Н., Хонин Р.В. Деградация оледенения северного склона Заилийского Алатау во второй половине XX века // Вестник КазГУ. Сер. географ. 1997. № 4. С. 13-17.

Вилесов Е.Н., Хонин Р.В. Ресурсы поверхностных вод СССР. Каталог ледников СССР. Т. 13. Центр. и Южный Казахстан. Вып.2, ч.1. Бассейны левых притоков р. Или от устья р. Курты до устья р. Тургень. Л., 1967. 78 с.

Винников К.Я. Чувствительность климата. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 233 с.

Воронина Л. А. Влияние изменения климата на урожайность озимой пшеницы в Казахстане // Гидрометеорология и экология. 1997. № 3. С. 73-78.

Гальперин Р.И. К вопросу об изменении речного стока с северного склона Заилийского Алатау // Вестник КазНУ. Сер. географ. 2003. № 1(16). С. 22-27.

Гальперин Р.И. Распределение твердых и жидких осадков по территории Восточного Казахстана // Вопр. географ. Казахстана. Алматы, 1965. Вып. 11. С. 3 – 12.

Герасимов И. П. Структурные и скульптурные особенности рельефаКазахстана. //Вопросы географии, сборник 1, 1946.

Геткер М.И. Метод расчета максимальных снегозапасов в горноледниковых районах для построения карт в Атласе снежно-ледовых ресурсов // МГИ. 1981. Вып. 40. С. 133-142.

Геткер М.И., Глазырин Г.Е., Кадамцева Т.Г. Методика определения характеристик снежного покрова для неизученной территории // МГИ. 1980. Вып. 37. С. 79-84.

Глазырин Г.Е. Горные ледниковые системы, их структура и эволюция. Л., ГИМИЗ, 1991, 109 с.

Глазырин Г.Е. Сведения о системе гидрометеорологического мониторинга в Узбекистане // Снежно-ледовые и водные ресурсы высоких гор Азии: Материалы международного семинара «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии», 28-30 ноября 2006 г. Алматы, 2007. С. 139 -161.

Глазырин Г.Е., Кодама Ю. Оценка изменений оледенения в переходном режиме изменений климата // МГИ. 2003. Вып. 94. С. 212-215.

Глазырин Г..Е. Шетинников А.С. Состояние оледенения Гиссаро-Алая в последние десятилетия и возможная его динамика в связи с будущими изменениями климата. // МГИ, вып. 90,2001, с. 126-129.

Гляциологический словарь /Под ред. В.М.Котлякова. Л., 1984. – 528 с.

Голодковская Н.А. Реконструкция оледенения Центрального Кавказа в XIII-XX столетиях (по лихенометрическим данным): Автореф. Дис. ... канд. геогр. наук. М., 1982. 27 с.

Голубцов В.В. Изменение водных ресурсов и режима рек в результате деградации горного оледенения в их бассейнах // Гидрометеорология и гидрология. 2008. №1. С. 47-61.

Голубцов В. В., Ли В. И., Скоцеляс И. Н. Об использовании модели формирования стока для оценки влияния антропогенных изменений климата на ресурсы поверхностных вод // Гидрометеорология и экология . 1996. №4. С. 132-137.

Горбунов А.П., Северский Э.В. Сели в окрестностях Алматы. Взгляд в прошлое. Алматы, 2001. 79 с.

Горшков В.Г. Физические и биологические основы устойчивости жизни. М.: ВНИТИ, 1995. – 496 с.

Госсен Э. Ф., Мизина С. В., J. B. Smith Некоторые аспекты развития зернового хозяйства Казахстана с учетом возможного изменения климата // Гидрометеорология и экология. 1997. №3. С. 50-63.

Гречаниченко Ю.Ю. Подстилающая поверхность и термический режим Азиатского материка. С-Пб., 1991. 16 с.

Григорьев А.А., Кондратьев К.Я. Экономика и геополитика // Т. II Экологические катастрофы. С-Пб., 2001. 687 с.

Грудинин Г.В. Снежный покров юга Минусинской котловины. Новосибирск: Наука, 1981. -159 с.

Денисов Ю.М. Метод расчета распределения снега в горах по данным аэрофотосъемок и температуре воздуха // Изв. АН УзССР. Сер. технич. наук. 1963. №6. С. 73-79.

Десинов Л.В., Коновалов В.Г. Дистанционный мониторинг многолетнего режима оледенения Памира // МГИ. 2007. Вып. 103. С. 129 – 133.

Диких А.Н. Балансовое состояние долинных ледников Центрального Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1990. С. 3-17.

Диких А.Н. Исследование режима оледенения, ледовых ресурсов и ледникового стока горной системы Тянь-Шаня: Докт. дис. в виде научн. докл. М., 1998. 32 с.

Диких А.Н. Проблемы и прогноз развития оледенения и водности рек Центральной Азии // Вода и устойчивое развитие Центральной Азии. Бишкек, 2001. С. 88-92.

Диких А.Н. Режим современного оледенения Центрального Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1982. 159 с.

Долгих С.А., Пилифосова О.В. О методах оценки ожидаемых изменений глобального климата и сценарии изменения климата Казахстана // Гидрология и экология. 1996. №4. С. 94-109.

Ежегодники по снежному покрову. Вып. 18. Гидрометеоиздат. Л., 1950-1964.

Есеркепова И. Б., Пилифосова О. В., Чичасов Г. Н., Шамен А. Об исследовании влияния глобального потепления на природные ресурсы и экономику Казахстана и действия по смягчению негативных последствий возможных изменений климата // Гидрометеорология и экология. 1996. №2. С. 58-75.

Есеркепова И. Б., Сутюшев В. Р. Оценка уязвимости урожайности пшеницы в Северном Казахстане при возможных изменениях климата // Гидрометеорология и экология. – 1997. – №3. – с. 64-72.

Зайчиков В.Т. и др. Физическая география Китая. М., 1964. 740 с.

Изменение климата – научная оценка МГЭИК. Доклад рабочей группы по научной оценке, 1990.

Изменение климата, 2001. Обобщенный доклад. Вклад рабочих групп I, II, III в подготовку Третьего доклада об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата. ВМО, ЮНЕП. 2003. 510 с.

Изменчивость климата Средней Азии / Под ред. Муминова Ф.А., Инагамовой С.И. Ташкент, 1965. 215 с.

Имбри Дж., Имбри К. П. Тайны ледниковых эпох. (Пер. с англ. М. Г. Гросвальда). Москва, //»Прогресс», 1988, 263 с.

Карасев И.Ф., Чижов А.Н. О точности определения стока по гидрометрическим данным // Метеорология и гидрология. 1969. №2. С. 78-84.

Климат Москвы. Л.: Гидрометеоиздат. – 1969. 323 с.

Кокарев А.Л. Мониторинг гляциального пояса северного склона Илейского Алатау с использованием космической информации и ГИС // Вестник КазНУ. Серия географ. 2009. № 2 (29). С. 20-27.

Кокарев А.Л. Применение дистанционного зондирования (АФС, космоснимки) и ГИС для определения изменения горных гляциальных областей на примере Южной Джунгарии (Жетысуский Алатау) // Сб. докладов Международной конференции по геодезии и геоинформатике (ICGG – 2007) 18–19 октября 2007 г. при Кыргызском Государственном Университете строительства, транспорта и архитектуры (КГУСТА). Бишкек, 2007. С. 92–99.

Кокарев А.Л., Шестерова И.Н. Каталог ледников Южной Джунгарии (Жетысуский Алатау) по состоянию на 2000 год // Вопросы географии и геоэкологии. 2007. № 1(20). С. 98–104.

Кокарев А.Л., Шестерова И.Н. Современное состояние оледенения и погребенных льдов Южного Жетысуского (Джунгарского) Алатау // Вопросы географии Сибири. Томск, 2009. С. 62-67.

Кокарев А.Л., Шестерова И.Н. Изменение оледенения и каталог ледников хребта Саур (Сауыр) по состоянию на 2005 год по результатам дистанционного зондирования и ГИС-технологий // Гидрометеорология и экология. 2011. Вып. 1 (60). С. 101-110

Кондратьев К.Я. Приоритеты глобальной климатологии // Изв. РГО. 2004. Вып. 2. С. 1-32.

Кондратьев К.Я., Демирчан К.С., Балюнас С., и др. Изменения глобального климата: концептуальные аспекты. С-Пб., 2001. 125 с.

Кондратьев К.Я., Демченко В.К. Экодинамика. Т. I. Глобальные проблемы. С-Пб., 1999. 139 с.

Коновалов В.Г. Таяние и сток с ледников в бассейнах рек Средней Азии. Л., Гидрометеоиздат, 1985. 237 с.

Коновалов В.Г. Изменчивость характеристик климата, стока рек и оледенения Центральной Азии в XX в. // Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху / Отв. ред. В.М. Котляков. М., Наука, 2006. С. 338-352.

Котляков В.М. Снежный покров и ледники Земли. Избранные сочинения. Кн. 2. М., 2004. 447 с.

Котляков В. М., Лориус К. (Франция). Глобальные изменения за последний ледниково-межледниковый цикл. // Известия АН СССР (Известия РАН), серия географическая, № 1, 1992, с. 5 – 22.

Котляков В.М., Комарова А.И. География. Понятия и термины. Пятиязычный академический словарь. М., Наука. 2007. 859 с.

Котляков В.М., Кренке А.Н., Дюргеров М.Б., Глазовский Н.Ф. Разработка основ гляциологического прогноза // Новое в землеведении. М., 1987. С. 154-169.

Котляков В.М., Северский И.В. Ледники Центральной Азии: современное состояние, изменения, возможное влияние на водные ресурсы // Материалы международного семинара «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии». Алматы, Казахстан (28-30 ноября 2006 г.). Алматы, 2007. С. 21-55.

Котляков В.М., Ходаков, В.Г., Гринберг А.М. Тепловое проявление снежно-ледовых объектов как метод количественной интерпретации аэрокосмической информации // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1981. № 3. С. 127-132.

Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1982. 285 с.

Кренке А.Н. Проблемы климатических прогнозов // Теория и методы географического прогнозирования: возможности и пути. М., 1992. С. 44-59.

Кренке А.Н., Рототаева О.В. Поле аккумуляции для ледниковой системы Памира и использование его в расчетах стока // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1979. № 2. С. 100-108.

Кренке А.Н., Ходаков В.Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // МГИ, 1966. Вып. 12. С. 153-164.

Кренке А.Н., Шантыкова Л.Н. Использование средней многолетней высоты снеговой границы (границы питания ледников) в гидрологических расчетах // Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда. Гидрофизика. Л., 1976. Т. 6. С. 297–307.

Крестников В.Н. История развития, структура и сейсмичность Северного Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. № 3. С. 92-108.

Кузьмин П.П. Процессы таяния снега. Л., Гидрометеоиздат, 1961. 345 с.

Кузьмин П.П. Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов. Л., Гидрометеоиздат, 1960. 170 с.

Кузьмиченок В.А. Мониторинг водных и снежно-ледовых ресурсов Кыргызстана// Снежно-ледовые и водные ресурсы высоких гор Азии: Материалы международного семинара «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии», 28-30 ноября 2006 г. Алматы, 2007. С.162 -179.

Куминова А.В. Растительный покров Алтая. Новосибирск, 1960. 450 с.

Ландсберг Г. Е. Климат города. Л.: Гидрометеоиздат. 1983. 248 с.

Лосев К.С. Основные методологические проблемы разработки концепции перехода к устойчивому развитию // Устойчивое развитие. Обзорная информация. №1 М.: ВИНИТИ.1998. С. 70-77.

Лурье И.К., Косиков А.Г., Ушакова Л.А. и др. Компьютерный практикум по цифровой обработке изображений и созданию ГИС (Дистанционное зондирование и географические информационные системы). М., 2004. 174 с.

Максимов Е.В. Состояние оледенения Киргизского Ала-Тоо в будущем (опыт гляциологического прогноза) // Вестник ЛГУ. Серия геология, география. 1984. С. 34-43.

Марченко С.С. Криолитозона Северного Тянь-Шаня: прошлое, настоящее, будущее. Якутск, 2003. 79 с.

Метеорологические ежегодники. Казгидромет. Алматы, 1966-1979 г.

Миланкович М. (Перевод). Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М. – Л., 1939, 207 с.

Мизина С. В., Есеркепова И. Б., Сутюшев В. Р. Оценка уязвимости урожайности пшеницы в Северном Казахстане при возможных изменениях климата // Гидрометеорология и экология. 1997. №3. С. 64-72.

Митропольский А.К. Техника статистических вычислений. М., 1971. 576 с.

Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Части 1-6. Вып. 18. Казахская ССР. Книги 1, 2. Л.: ГМИЗ. 1989. 440 с.

Никитин С.А. Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамики // МГИ. 2009. Вып. 107. С. 87-96.

Носенко Г.А., Хромова Т.Е., Муравьев А.Я. и др. Использование исторических данных и космических изображений для оценки изменений размеров ледников на Алтае // Лед и снег. 2010. №2 (110). С. 19-24.

Озера Тянь-Шаня и их история (физическая география и палеогеография). Под ред. А. В. Шнитникова. // «Наука», Л., 1980. 230 с.

Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху / Ред. В.М. Котляков М., 2006. 482 с.

Оледенение Тянь-Шаня / Под ред. М.Б Дюргерова. М., 1997. 237 с.

Паньков Н.Н. Жизнь одного ледника. Алма-Ата: Наука, 1970. 123 с.

Панов В.Л. Эволюция современного оледенения Кавказа. С-Пб, 1993. 432 с.

Пивень Е.Н. Тенденции изменения стока рек Или-Балхашского региона // Природные ресурсы Или-Балхашского региона. Алма-Ата: Наука, 1990. С. 36-48.

Пиманкина Н.В. Некоторые особенности зимнего периода в горах Юго-Восточного Казахстана в конце XX века // Вестник КазНУ, 2007. Сер. геогр. № 1(24). С. 57-61.

Пиманкина Н.В. Пространственно-временная изменчивость осадков в бассейне р. Или в пределах КНР // Современные проблемы гидроэкологии внутриконтинентальных бессточных бассейнов Центральной Азии. Алматы, 2003. С. 156-161.

Пиманкина Н.В. Снежные ресурсы гор и перспективы развития зимнего туризма в Казахстанском Тянь-Шане // Проблемы развития туризма и возрождение исторической значимости Шелкового пути в Южном Казахстане. Шымкент, 1999. С. 94-101.

Пиманкина Н.В. Снежный покров как рекреационный ресурс гор Юго-Восточного Казахстана // Вестник КазГУ, сер. геогр. № 2. 2000. С. 162-170.

Пиманкина Н.В. Тенденции изменения характеристик снежности казахстанской части Тянь-Шаня за последние 30 лет // Географические основы устойчивого развития Республики Казахстан. Алматы, 1998. С.75-79.

Пиманкина Н.В. Современные изменения снегозапасов на территории Казахстана // МГИ. 2009. Вып. 107. С. 110-114.

Равнины и горы Средней Азии и Казахстана. М., 1975. 264 с.

Ревякин В.С., Кровцова В.Н. Снежный покров и лавины Алтая. Томск, 1977. 213 с.

Реймерс Н.Ф. Азбука природы. М.: Знание. 1980. 206 с.

Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и залежных земель. Вып. I. Акмолинская обл. 1953. 780 с.

Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и залежных земель. Вып. II. Кустанайская обл. 1959 -а. 790 с.

Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и залежных земель. Вып. III. Кокчетавская обл. 1959 -б. 563 с.

Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и залежных земель. Вып. V. Северо-Казахстанская обл. 1960. 419 с.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 13, вып. 1. Карагандинская обл. Л., 1966. 482 с.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 13, вып. 2. Центральный и Южный Казахстан Л., 1970. 643 с.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 14. Средняя Азия. Выпуск 1. Бассейн р. Сыр-Дарьи. Л., 1969. 439 с

Северский И.В. К методике расчета снегозапасов в горах // Ледники, снежный покров и лавины горных районов Казахстана. Алматы, 1983. С. 98 – 117.

Северский И.В. Проблема оценки заснеженности и лавинной опасности горной территории. Автореф. Дис. ... док. геогр. наук. М., 1982. 37 с.

Северский И.В. Распределение атмосферных осадков на северных склонах хребтов Сарыджас и Терискей Алатау в междуречье Нарынкол-Каркара // Режим ледников и снежных лавин Казахстана. Алма-Ата, 1979. С.37-46.

Северский И.В. Снежные лавины Заилийского и Джунгарского Алатау. Алма-Ата: Наука, 1978. 255 с.

Северский И.В., Благовещенский В.П. Лавиноопасные районы Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1990. 172 с.

Северский И.В., Благовещенский В.П. Оценка лавинной опасности горной территории. – Алма-Ата: Наука, 1983. 215 с.

Северский И. В., Благовещенский В. П. и др. Снежный покров и лавины Тянь-Шаня. Алматы, 2006. 180 с.

Северский И.В., Пимankина Н.В. Опыт расчета сроков залегания устойчивого снежного покрова в горах Средней Азии и Казахстана по стандартной метеорологической информации // МГИ. 1980. Вып. 37. С. 71–79.

Северский И.В., Северский Э.В. Снежный покров и сезонное промерзание грунтов Северного Тянь-Шаня. Якутск. 1990. 180 с.

Северский И.В., Се-Зичу, Благовещенский В.П. и др. Снежный покров и лавины Тянь-Шаня. Пекин. 1996. 157 с. (на китайском языке). Алматы. 2000. 178 с. (на англ.яз.).

Северский И.В., Токмагамбетов Т.Г. Современная деградация оледенения гор Юго-Восточного Казахстана // Гидрометеорология и экология. Алматы, 2004. № 1. С. 72-86.

Северский И.В., Черкасов П.А. Годовые суммы атмосферных осадков на северном склоне Джунгарского Алатау // Снежные лавины и ледники Казахстана. Алматы, 1977. С. 3-22.

Северский С.И. Влияние локальных факторов и методы их учета при оценке снежных ресурсов в горах Северного Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... канд. геогр.наук. М., 1991. 20 с.

Северский С.И. Влияние экспозиции склонов на режим снежного покрова // Геокриологические исследования в горах СССР. Якутск, 1989. С. 152-162.

Сепперстов Ю.П. Современное оледенение хребта Саур // Доклады АН СССР. М., 1964. Т. 158. № 5. С. 127-153.

Семенов В.А., Алексеева А.К., Дегтяренко Т.И. и др. Климатические изменения стока рек СССР // Тр. ВНИИГМИМЦД. 1986. Вып.133. С. 59-84.

Серебрянный Л.Р., Орлов А.В., Саламина О.И. Морены – источники гляциологической информации. М.: Наука, 1989. 240 с.

Сингх Пратап. Роль снега и ледников в гидрологии и водных ресурсах: краткий обзор // Снежно-ледовые и водные ресурсы высоких гор Азии: Мат. межд.. сем. «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии», 28-30 ноября. Алматы, 2007. С. 244 – 250.

Синь Ли, Гордон Шенг, Худион Дзин и др. Изменение ледников, снежного покрова и мерзлоты в Китае // Снежно-ледовые и водные ресурсы высоких гор Азии: Мат. межд. сем. «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии», 28-30 ноября. Алматы, 2007. С. 230 – 243.

Скоцеляс И.И., Голубцов В.В, Ли В.И. Использование, уязвимость и возможные пути адаптации ресурсов поверхностных вод бассейна Ишима в условиях антропогенных изменений климата // Гидрометеорология и экология. 1997. № 3. С.91-100.

Снег: Справочник / Под ред. Д.М. Грея, Д.Х. Мейла: Пер. с англ. под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 751 с.

Современное экологическое состояние бассейна озера Балхаш / Ред. Т.Д. Кудеков. Алматы, 2002. 388 с.

Соседов И.С. Исследование баланса снеговой влаги на горных склонах. Алма-Ата: Наука, 1967. 197 с.

Соседов И.С. Методика территориальных водобалансовых обобщений в горах. Алма-Ата: Наука, 1976. 148 с.

Спектарман Т. Ю. Методика построения сценария изменения климата по территории Узбекистана с использованием концепции «Идеального прогноза» // Оценка изменений климата по территории Республики Узбекистан, развитие методических положений оценки уязвимости природной среды. 2002. Вып.5. С. 83-88.

Спектарман Т.Ю. Оценка возможных экстремальных значений температуры воздуха и осадков по территории Узбекистана для условий климатического сценария / / Оценка изменений климата по территории Республики Узбекистан, развитие методических положений оценки уязвимости природной среды. 1999. Вып.5. С. 75-82.

Спектарман Т.Ю., Никулина С.П. Мониторинг климата, оценка климатических изменений по территории Узбекистана // Оценка изменений климата по территории Республики Узбекистан, развитие методических положений оценки уязвимости природной среды. 2002. Вып. 5. С. 17-25.

Спектарман Т.Ю., Никулина С.П. Сценарии возможного изменения климата Узбекистана и прилегающей территории на основе выходных результатов моделей общей циркуляции // Региональные климатические сценарии, возможные воздействия изменений климата на с/хозяйство и лесную растительность. 1999. Вып.1. С. 41-42.

Справочник по климату СССР. Вып.18. Казахская ССР. Ч. 4. Л., Гидрометеоиздат, 1968. 550 с.

Сю Джианчу, Эрун Шестра, Мэтс Эрикссон. Изменения климата и их воздействие на ледники и управление водными ресурсами в Гималаях // Снежно-ледовые и водные ресурсы высоких гор Азии: Мат. межд. сем. «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии», 28-30.11 2006 г. Алматы, 2007. С. 125 -128.

Хованский Б.Н. Тектоника, рельеф и сейсмичность Северного Тянь-Шаня. М. 1977. 127 с.

Ходаков В.Г. Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР. М., 1978. 194 с.

Ходаков В.Г. Снежный покров и современное оледенение Полярного Урала // Исследование ледников и ледниковых районов. М., 1962. Вып. 2. С. 41-49.

Ходаков, В.Г. Некоторые особенности таяния небольших ледников и снежников. Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М.: Наука, 1965. С. 81-86.

Ху Жуцзи, Цзя Фенцзин. Snow avalanches of the Chinese part of Tien Shan and avalanche control // «National transport». 1989. P. 167 (кит. яз).

Хубларян М.Г., Добровольский С.Г., Найденов В.И. Оценка возможных изменений речного стока вследствие изменений глобального климата // Всемирная конференция по изменению климата, 29 сентября – 3 октября. Москва, Россия /Тез. докл. 2003. С. 254.

Царев Б.К. Климатические изменения зимнего периода в горах Западного Тянь-Шаня. Ташкент: САНИГМИ, 2003. С.138-142.

Черкасов П. А. Материалы гляциологических исследований (МГГ). Джунгарский Алатау. Древнее оледенение. //Изд-во ВИНИТИ. М.,1964, 90с.

Черкасов П.А. Каталог ледников СССР. Т. 13, вып. 2, ч. 4. Бассейны рек Хоргоса, Усека. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 77 с.

Черкасов П. А. Роль мониторинга горных ледниковых систем в оценке экологического и природно-ресурсного потенциала Казахстана. Материалы семинара и международной конференции по изменению климата. //Гидрометеорология и экология № 3. Алматы, 1997, с. 176 – 186.

Черкасов П.А. Расчет составляющих водно-ледового баланса внутриконтинентальной ледниковой системы. Алматы, 2004. 334 с.

Черкасов П.А., Ерисковская Л.А., Каймулдаева К.М. и др. Новый Каталог ледников Илейско-Кунгейской ледниковой системы // Географические основы устойчивого развития Республики Казахстан. Алматы, 1998. С.8-16.

Черкасов П.А., Ерисковская Л.Н., Каймулдаева К.М и др. Новый Каталог ледников Джунгарской ледниковой системы в прелелах Казахстана // Новые подходы и методы в изучении природных и природно-хозяйственных систем: Докл. междунар. конф., Алматы, 12-13 окт. 2000 г. Алматы, КазГУ, 2000. С. 9-15.

Четыркин Е.И. Статистические методы прогнозирования. М.: Статистика, 1979. 200 с.

Чичасов Г. Н., Шамен А. М. Долгопериодные изменения климата и их последствия для зернового хозяйства Казахстана // Гидрометеорология и экология. 1997. № 3. С. 29-41.

Чуб В.Е. Изменение климата и его влияние на природно-ресурсный потенциал Республики Узбекистан. Ташкент: САНИГМИ, 2000. 252с.

Чуб В.Е., Ососкова Т.А. Изменение климата и поверхностные водные ресурсы бассейна Аральского моря // Оценка уязвимости водных ресурсов от изменения климата. 1999. Вып.3. С.5-14.

Чуб В.Е., Чанышева С.П., Никулина С.П. и др. Разработка региональных климатических сценариев // Региональные климатические сценарии возможного воздействия изменения климата на сельское хозяйство и лесную растительность. 1999. Вып.1. С. 4-14.

Шульц В.Л. Реки Средней Азии. Гидрометеоиздат. Л., 1965. 691 с.

Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М. 1948. 222 с.

Шеглова О.П. Питание рек Средней Азии. Ташкент: Изд. СамГУ, 1960. 243 с.

Шетинников А.С. Ледники бассейна реки Пскем. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 121 с.

Шетинников А.С. Морфология и режим ледников Памиро-Алая. Ташкент, изд-во САНИГМИ, 1998. 219 с.

Яо Тандонг, Ванг Юкинг, Лиу Шиинг, Пу Йанчен. Современная ситуация с сокращением ледников в Китае и его воздействие на водные ресурсы Северо-Западного Китая // Снежно-ледовые и водные ресурсы высоких гор Азии. Мат. межд. сем. «Оценка снежно-ледовых и водных ресурсов Азии», 28-30 ноября 2006 г. Алматы, 2007. С.83 -94.

Aizen V. and Aizen E. Hydrological cycles on the north and south peripheries of mountain-glacial basins of Central Asia//J. Hydrological processes. 1997. Vol. 11. P.451-469.

Aizen V., Aizen E., Malock J. Climate, snow cover, glaciers and runoff in Tien Shan, Central Asia//Water resources bulletin. 1995. V.31. № 6. Desember. P.1-28.

Aizen V.B., Aizen E.M., Kuzmichenok V.A. Geo informational simulation of possible changes in Central Asian water resources // Global and Environmental Change. Special issue: Northern Eurasia Climate and Environmental Change. 2006. P.1-11.

Aizen V.B., Aizen E.M., Malock J.M., Dozier J. Climate and Hydrologic Changes in the Tien Shan, Central Asia // Journal of Climate. 1997. Vol. 10, № 6. P.1393-1404.;

Bokh T. GIS- und fernerkundungsgestutzte Analyse und Visualisierung von Klima- und Gletscheranderungen im nordlichen Tien Shan (Kasachstan/Kyrgyzstan) mit einem Vergleich zur Bernina-Gruppe/Alpen. Erlangen, 2006. 210 s.

Cherkasov P. A. The variability of massexternal rotation and the existence stability of Dzhungarskiy Alatau continental glaciel system. // МГИ, вып. 81, М., 1997, с. 50 – 54.

Douglas I Benn and David J.A. Evans. Glaciers & glaciation M., 2010. 802 p.

Dyurgerov M.B. Glacier mass balance and regime: Data of measurements and analysis. Institute of Arctic and Alpine Research University of Colorado ISTAAR Occasional. 2002. Paper 55 (ISTAAR): http://instaar.colorado.edu/other/occ_papers/html

Dyurgerov M.B. and Meier M.F. Glaciers and the Changing Earth System: A 2004 Snapshot. Institute of Arctic and Alpine Research University of Colorado. 2005. ISTAAR Occasional Paper 58. 117 p.

Dyurgerov M.B. Mountain glaciers are at risk of extinction // U.M. Huber H. K.M. Bugmann and M.A.Reasoner (eds.): Global Change and Mountain Regions. An overview of current knowledge. 2005. P.177-184.

Dyurgerov M.B. Reanalysis of Glacier Changes: From the IGY to the IPY, 1960 – 2008 // МГИ, 2010. Вып. 108. 116 с.

Dyurgerov M.B., Meier M. Glacier mass balance, climate and sea level changes // МГИ. 2006. №100. С.24-37.

Eder K., N. Geiss, H. Rentsch, A. Kokarev, V. Uvarov. Surveying and mapping of the Tuyuksu Glacier Region, Kazakhstan, 1:10,000// IUGG(CCS) – UNEP – UNESCO. Fluctuations of Glaciers 1995-2000, Vol. VIII. World Glacier Monitoring Service. Zurich, 2005. P. 72-73.

Glacier inventory of China. III. Tianshan mountains (Ili river drainage basin) 1986. China. Science Press. 146 p.

Glacier Mass Balance Bulletin, № 15 (2007-2008). Zurich: IAHS-UNEP-UNESCO, 2009. 96 p.

Guisan A., Tessier L., Holten J.I. at al. Understanding the impact of Climate Change on Mountain Ecosystems: an overview. In: Guisan A., Holten J.I., Tessier (ed.), Potential Ecological Impacts of Climate Change in the Alps an Fennoscandian Mountains. Geneve, 1995. P. 15-37.

IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change-Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2001. 881 p.

Kevin T. Pickering and Lewis A. Owen. An introduction to Global Environmental Issues. London and New York, 1997. – 512 pp.

Price M.F., Barry R. Climate change. In: Messerli B. and Ives J.D. (ed.), Mountains of the World. A Clobal Priority: New-York – London, 1997. Pp. 409–445.

Schroder H., Severskiy I.V.(Ed.) 2004. Water resources in the Basin of the Ili River(Republic of Kazakhstan). Mensch&Bush Verlag. Berlin, 2004. 310p.(In English).

Severskiy I.V. On a procedure of evaluating average annual sums of solid precipitation on an equilibrium line of glaciers//34 selected papers on main ideas of the Soviet glaciology, 1940s-1980s. Minsk, 1997. P. 347-354.

Severskiy I.V. Distribution of Snow Cover in the Mountains of Central Asia// Ecohydrology of High Mountain Areas. ICIMOD, Kathmandu, Nepal. 1998. P. 405-412.

Severskiy I.V. To the Problem of Climate Change. Reports of Ministry of Science and Higher Education, National Academy of Sciences, Republic of Kazakhstan. 1999. V. 2. P. 83-96 (in English).

Severskiy I.V., Kokarev A.L., Severskiy S.I., Tokmagambetov T.G., Shagarova L.V., Shesterova I.N. Contemporary and prognostic changes of glaciation in Balkhash Lake basin. Almaty, 2006. 68 p.

Severskiy, I.V Water-related Problems of Central Asia: Some Results of the GIWA Assessment Program. // AMBIO. A Journal of the Human Environment vol.33 No 1. Feb. 2004. P. 52-62.

Severskiy S.I., Severskiy I.V. Influence of local factors on the distribution of snow resources in northern Tien-Shan//Annals of Glaciology. Vol. 16., 1992. P. 220-224.

Standart tests of significance to be recommended in routine analisis of climatic fluctuations//Climatic change Annexes. WMO. Technical note N 79. Geneva, 1966. P. 58-71.

UNEP. Severskiy I.V., Chervanyov I., Ponomarenko Y., Novikova N.M., Miagkov S.V., Rautalahti E. and D. Daler. Aral Sea, GIWA Regional assessment 24. University of Kalmar, Kalmar, Sweden. 2005. 87p.

Water resources in the Basin of the Ili River (Republic of Kazakhstan). Ed. H. Schroder, Severskiy I.V. Mensch&Bush Verlag. Berlin, 2004. 310p.

Water resources of China. Bejin, 1996. – 218 p.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ (*И.В. Северский*) 13

1. СНЕЖНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ (*И.В. Северский*) 17

1.1. Методические основы оценки снежных ресурсов горной территории (*И.В. Северский*) 17

1.2. Возможности оценки характеристик снежности по данным дистанционного зондирования (*И.В. Северский*) 25

2. СНЕЖНЫЕ РЕСУРСЫ ЗОНЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА (*И.В. Северский, Н.В. Пиманкина, И.Н. Шестерова*) 31

2.1. Снежные ресурсы южного склона Жетысу Алатау (*И.В. Северский*) 31

2.1.1. Природные условия территории 31

2.1.2. Климатические условия 32

2.1.3. Снежные ресурсы южного склона Жетысу Алатау 33

2.2. Снежные ресурсы казахстанской части Тянь-Шаня (*И.В. Северский*) 49

2.2.1. Орография и особенности рельефа 49

2.2.2. Ландшафтная поясность и характер поверхности склонов 50

2.2.3. Особенности климатических условий 51

2.2.4. Снежные ресурсы 55

2.3. Снежные ресурсы китайской части бассейна реки Или (*И.В. Северский, Н.В. Пиманкина, И.Н. Шестерова*) 60

2.3.1. Физико-географические особенности территории 60

2.3.2. Геология и особенности рельефа 61

2.3.3. Орография 62

2.3.4. Особенности территории 63

2.3.5. Климатические условия территории 74

2.3.6. Особенности снежности территории 85

2.3.7. Снежные ресурсы 92

2.4. Снежные ресурсы бассейна реки Сырдарии (*И.В. Северский*) 98

2.5. Снежные ресурсы бассейнов рек Южного Казахстана (*И.В. Северский*) 103

2.5.1. Орография и особенности рельефа 103

2.5.2. Ландшафтная поясность и характер поверхности склонов 104

2.5.3. Снежный покров 105

2.6. Снежные ресурсы бассейнов рек Тобыл, Есиль, Нура (*Пиманкина Н.В.*) 106

2.7. Снежные ресурсы бассейна реки Жайык (*Пиманкина Н.В.*) 113

2.8. Снежные ресурсы казахстанской части бассейна реки Ертис - Алтай и Сауыр-Тарбагатай (*И.В. Северский*) 118

2.8.1. Особенности орографии и рельеф 118

2.8.2. Ландшафтная поясность и характер поверхности склонов 119

2.8.3. Особенности климатических условий 121

2.8.4. Снежный покров 124

3. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОСТИ ЗОНЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВОЗОБНОВЛЯЕМЫХ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ И ДОЛЯ ГОВЫХ ВОД В РЕЧНОМ СТОКЕ (*И.В. Северский, Н.В. Пиманкина, И.Н. Шестерова*) 132

4. ДИНАМИКА ОЛЕДЕНЕНИЯ И ЛЕДНИКОВЫЕ РЕСУРСЫ БАССЕЙНОВ ГЛАВНЫХ РЕК КАЗАХСТАНА (*И.В. Северский, Е.И. Вилесов, А.Л. Кокарев, В.И. Морозова, Т.Г. Токмагамбетов, И.Н. Шестерова*) 139

4.1. Оледенение гор Юго-Восточного Казахстана (бассейн реки Или) (*Северский И.В.*) ... 139

4.1.1. Мониторинг ледников 139

4.1.2. Динамика оледенения высоких гор Азии 141

4.1.3. Оледенение гор Юго-Восточного Казахстана (бассейн реки Или) 144

4.2. Ледниковая система северного склона Илейского Алатау по состоянию на 2008 год (*И.В. Северский, А.Л. Кокарев, И.Н. Шестерова*).....148
4.2.1. Изменение темпов деградации оледенения.....154
4.3. Возможности оперативного мониторинга изменений оледенения целостных ледниковых систем (*И.В. Северский*).....163
4.3.1. Исследование изменений оледенения Илейско-Кумбельской и Жетысуской ледниковых систем (И.В. Северский, Е.Н. Вилесов, А.Л. Кокарев, В.И. Морозова, Т.Г. Токмагабетов, И.Н. Шестерова).....172
4.3.2. Верхне-Илейская ледниковая система (И.В. Северский, И.Н. Шестерова, В.И. Морозова).....175
4.3.3. Изменения оледенения Верхне-Илейской ледниковой системы (И.В. Северский, И.Н. Шестерова, В.И. Морозова).....183
4.4. Изменение оледенения хребта Саур за период с 1960 по 2005 год (*А.Л. Кокарев, И.Н. Шестерова*).....186

5. ВЛИЯНИЕ ДЕГРАДАЦИИ ОЛЕДЕНЕНИЯ НА РЕЧНОЙ СТОК И ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ (*И.В. Северский, Е.Н. Пивень, А.Л. Кокарев, И.Н. Шестерова*).....190
5.1. Современные тенденции изменений стока горных рек (*Е.Н. Пивень*).....190
5.2. Оценки влияния изменений оледенения и снежности зоны формирования стока на гидрологический режим и водные ресурсы (*И.В. Северский, И.Н. Шестерова*).....196
5.3. Перспективы изменения водных ресурсов вследствие деградации оледенения (*И.В. Северский, А.Л. Кокарев, И.Н. Шестерова*).....206

6. ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗА РАЗВИТИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ НА БЛИЖАЙШИЕ ДЕСЯТИЛЕТИЯ (*Северский И.В., А.Л. Кокарев, И.Н. Шестерова*).....213
6.1. Изменения горноледниковых систем (*И.В. Северский, А.Л. Кокарев, И.Н. Шестерова*).....220

ЗАКЛЮЧЕНИЕ (*И.В. Северский*).....228
ЛИТЕРАТУРА.....232

Научное издание

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ КАЗАХСТАНА: ОЦЕНКА, ПРОГНОЗ, УПРАВЛЕНИЕ

Том VI

СНЕЖНО-ЛЕДОВЫЕ РЕСУРСЫ КАЗАХСТАНА

И. В. Северский, А. Л. Кокарев, Н. В. Пиманкина

Рекомендовано к печати Ученым советом ТОО «Институт географии»

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

Подписано в печать 26.08.2011.
Формат 70x100 1/16. Уч.-изд. л. 14,9.
Бумага офсетная. Заказ № 607. Тираж 500.
Отпечатано в типографии ТОО "Арко",
г. Караганда, ул. Сатпаева, 15.