

**О.М. Макарьева, А.А. Землянскова,
Н.В. Нестерова, А.А. Осташов**

**Исторические научные стационары Северо-
Востока России и их роль в эпоху глобальных
изменений**

Санкт-Петербург

2024

Макарьева О.М.

Исторические научные стационары Северо-Востока России и их роль в эпоху глобальных изменений / О. М. Макарьева, А. А. Землянскова, Н. В. Нестерова, А. А. Осташов; Санкт-Петербургский государственный университет. – Санкт-Петербург, 2024. – 333 с.

Глобальные изменения, в эпоху которых вступил мир, требуют понимания происходящих процессов и адекватного ответа на современные и будущие вызовы. Во всем мире вода рассматривается как один из основных стратегических ресурсов. Многолетнемерзлые породы, распространённые в арктических и горных странах, являются одним из основных факторов формирования и динамики водных ресурсов. Опасные природные явления, связанные как с гидрологическими, так и геокриологическими процессами, наносят большой ущерб странам мира. Для России эти вопросы наиболее актуальны, так как мерзлота распространена на 65% территории страны, а по запасам водных ресурсов мы занимаем второе место в мире. Северо-Восток – один из наиболее богатых минеральными ресурсами географический регион России. В советское время в связи с необходимостью освоения территории здесь проводились активные научные исследования гидрологических и геокриологических процессов горной криолитозоны. Развивалась не только сеть гидрометеорологического мониторинга, но и специальные научные стационары, на базе которых были получены данные о природной среде Северо-Востока, а также отработывались методики постановки и проведения исследований, впоследствии использованные нашими арктическими соседями – США, Канадой, странами Северной Европы. В 90-е годы прошлого века Северо-Восток опустел, а все научные стационары прекратили свое существование. Одновременно другие страны наращивают свои исследовательские программы по изучению влияния изменений климата на мерзлоту и гидрологический режим рек. Монография посвящена трем уникальным научным стационарам – гляциологическому стационару Сунтар-Хаята, Колымской водно-балансовой станции и полигону Анмангындинская наледь. Представлены исторические сведения о создании и развитии стационаров, описаны полученные в прошлом веке данные и их научная значимость, а также показаны результаты использования уникальных материалов для разработки современных математических моделей, необходимых для расчетов и прогнозов динамики природных процессов в современных условиях. Подчеркивается актуальность возобновления работы исторических стационаров на современном техническом уровне. Монография предназначена для специалистов самого широкого профиля, может использоваться в учебно-образовательном процессе.

Рецензенты:

доктор технических наук *А. Ю. Виноградов*

доктор географических наук *В. Р. Алексеев*

Авторская рукопись подготовлена в рамках проекта Санкт-Петербургского государственного университета «Комплексная оценка естественных и антропогенных факторов интенсификации водообменных процессов криолитозоны в условиях изменения климата»

Содержание

Список рисунков	5
Список таблиц	13
Введение.....	16
История гидрологического освоения территории	24
Выдающиеся ученые.....	25
Арон Самойлович Кузнецов	25
Анатолий Григорьевич Левин	26
Леонид Никанорович Морозов.....	28
Специальные наблюдения и стационары	32
Колымская водно-балансовая станция	33
История КВБС	35
Наблюдения за процессами и явлениями на КВБС.....	39
Метеорологические наблюдения.....	39
Осадки	42
Снегомерные наблюдения.....	46
Испарение с почвенно-растительного покрова	51
Испарение со снежного покрова	52
Речной сток.....	55
Ландшафтные исследования на Колымской водно-балансовой станции	58
Исторические ландшафтные исследования	58
Современные ландшафтные исследования.....	61
Научная значимость КВБС	67
Состояние станции на 2022 год и перспективы восстановления КВБС	68
Стационар «Анмангындинская наледь»	72
История стационара «Анмангындинская наледь».....	73
Наблюдения на Анмангындинской наледи.....	75
Современные наблюдения на стационаре «Анмангындинская наледь».....	82
Картирование мерзлотных ландшафтов бассейна р. Анмангында.....	99
Геофизические исследования	104
Научная значимость Анмангындинской наледи	106
Перспективы развития стационара Анмангындинская наледь	107

Высокогорная гляциологическая станция Сунтар-Хаята	110
Физико-географические условия.....	116
Магаданская область.....	118
Исследования многолетнемерзлых грунтов в Магаданской области.....	127
Антропогенное влияние	143
Современное состояние гидрометеорологической сети	157
Плотность метеорологической сети и источники метеорологической информации	157
Гидрологическая сеть	170
Влияние изменений климата на гидрологический режим	183
Изменение гидрометеорологического режима на водосборах Колымской водно-балансовой станции.....	190
Изменение гидрометеорологических характеристик в бассейнах крупных рек Северо-Востока.....	196
Изменения характеристик многолетнемерзлых грунтов	212
Оценка изменений ледового режима рек	214
Оценка изменений в формировании наледей подземных вод.....	221
Возможные причины изменения стока рек Северо-Востока России	239
Прогноз изменения гидрологических характеристик	245
Математическое моделирование гидрологических процессов	245
Модель «Гидрограф»	249
Параметризация и верификация гидрологической модели.....	253
Прогноз изменений гидрологического режима в 21 веке.....	295
Заключение	300
Список литературы	302

Список рисунков

Рис. 1 Монография Левина А.Г. «Водные ресурсы Колымы».....	27
Рис. 2 Леонид Никанорович Морозов.....	29
Рис. 3 Могила Л.Н. Морозова и А.В. Зуева на Колымской водно-балансовой станции.	31
Рис. 4 Схема расположения исторических научно-исследовательских стационаров в Магаданской области	33
Рис. 5 Общий вид на Колымскую водно-балансовую станцию. Фото с квадрокоптера, 2020г.	34
Рис. 6 Пункты наблюдений КВБС в период 1948-1997 гг.....	35
Рис. 7 Исторические фотографии Колымской водно-балансовой станции (авторы – В.Н. Михайлов, С.И. Сущанский).....	38
Рис. 8 Статья в газете Магаданская Правда от 8 августа 1976 г., выпуск 4....	38
Рис. 9 Метеорологические наблюдения: осажомер №2, 1959 год.....	43
Рис. 10 Пункт наблюдения за осадками 6 (1250 м)	43
Рис. 11 Измерение осадков на суммарном осажомере, 1960.....	44
Рис. 12 Годовое количество осадков (мм) и температура воздуха (°С) на метеостанции Нижняя, 1949-1996 гг.....	45
Рис. 13 Среднемесячное количество осадков (мм) и температура воздуха (°С) на метеостанции Нижняя, 1949-1996 гг.....	46
Рис. 14 Прокладка снегомерных линий в бассейне руч. Контактный, 1960 г.	47
Рис. 15 Подъем к месту работы	48
Рис. 16 Измерение плотности снега, 1960 г.	49
Рис. 17 Запас воды в снеге на водосборе руч. Контактного и водосборе руч. Морозова	50
Рис. 18 Испарение со снега (мм) в дневной и ночной периоды, 1976-1977 гг.	53
Рис. 19 Глубина деятельного слоя в различных ландшафтах.	55
Рис. 20 Наблюдения за стоком: А – гидрологический пост на ручье Контактный, 1979 г.; В – гидрологический пост на ручье Дождемерный, 1959 г.; С – гидрологический пост на ручье Южный, 1960 г.; D – гидрологический пост на ручье Встреча, 1953 г.	56
Рис. 21 Слой стока (мм) на руч. Контактный – Нижний, руч. Северный – южный склон, покрытый кедровым стлаником, и руч. Морозова – ландшафт каменистых осыпей на водоразделах, 1970 г.	57
Рис. 22 Типы подстилающей поверхности на КВБС (Королев, 1984)	59

Рис. 23 Карта растительности Верхнеколымского биогеоценологического стационара "Контакт" (Королев, 1984)	61
Рис. 24 Современные мерзлотные ландшафты на территории Колымской водно-балансовой станции	66
Рис. 25 Современные фотографии поврежденных гидрологических постов Колымской водно-балансовой станции, 2021 г.	69
Рис. 26 Схема проведения работ в бассейне р. Анмангында взята из отчета 1963 г.	74
Рис. 27 Вид на Анмангынди́нскую наледь. а – промытый рекой участок наледи, июль 1964 г.; б – после спада половодья, 1964 г.; в – остаточная наледь, сентябрь 1964 г.; г – вид на наледь вверх по течению в середине августа 1964 г.	75
Рис. 28 Картограмма стаивания наледи, построена по данным 1967 г.	76
Рис. 29 Динамика толщины наледи в стадию роста в период 1962/1963 г.	78
Рис. 30 Термический режим р. Анмангында и ближайших водотоков.	80
Рис. 31 Пар над Анмангынди́нской наледью, март 1985 г. Фото Е. Бояринцева.	82
Рис. 32 Сеть наблюдений в бассейне р. Анмангында. Цвет объекта обозначает год установки оборудования: синий – 2021 г.; красный – 2022 г. а) общая схема бассейна р. Анмангында; б) оборудование вблизи Анмангынди́нской наледи.	84
Рис. 33 Ортофотоплан наледной поляны Анмангынди́нской наледи 28 июня 2021 г.	86
Рис. 34 Вид на Анмангынди́нскую наледь в период полевых работ. а – молодые ученые на вершине ледяного бугра, ноябрь 2020 г.; б – наблюдение за стоком наледных вод, май 2021 г.; в – остаточная наледь в толще бугра пучения, июнь 2021 г.; г – вид на наледь в середине июля 2021 г.	89
Рис. 35 Динамика толщины наледи в стадию роста в период 2021/2022 г.	90
Рис. 36 Изменение площади Анмангынди́нской наледи в теплый период года, выраженное в абсолютных (а) и относительных (б) значениях. 1, 3 – исторические данные (1963–1968 гг.); 2, 4 – данные по современным спутниковым снимкам (2000–2021 гг.). Нижний и верхний края «ящика с усами» – первый и третий квартили соответственно; центральная линия – медиана; «усы» соответствуют минимальному и максимальному значениям, не более полутора межквартильных размахов, 5 – выбросы (измерения, выходящие за данный интервал), 6 – кривая сокращения относительной площади для наледей площадью 0,6–23,0 км ² (Соколов, 1975).	93
Рис. 37 Гидрогеологические скважины: Верхняя (а – сентябрь 2021 г., в – 02.05.2022 г.) и Нижняя (б – сентябрь 2021 г., г – 10.05.2022 г.).	96

Рис. 38 Вид на термометрическую скважину в районе наледной поляны.....	98
Рис. 39 Ландшафтная карта водосборного бассейна Анмангындинской наледи масштаба 1:10 000.	102
Рис. 40 Многолетняя динамика максимальной площади (а) и объема (б) Анмангындинской наледи за период 1963–2021 гг., на основе данных из разных источников. 1 – исторические данные 1963–1991 гг.; 2 – данные по спутниковым снимкам за период 2000–2021 гг.; 3 – данные по съемке на беспилотный летательный аппарат, 2021 г.; 4 – данные объема, рассчитанные по формуле $W=0.364S^{1.167}$	107
Рис. 41 Снимок Анмангындинской наледис БПЛА, июль 2021 г.....	109
Рис. 42 Бассейн реки Сунтар: а) гидрологический створ р.Сунтар – устье р. Сахарыньи; б) метеостанция Восточная (фото О. Макарьевой); в) гольцы вблизи станции Сунтар-Хаята (Граве, 1959).....	113
Рис. 43 Физическая карта Магаданской области	120
Рис. 44 Гидрогеологическое строение Магаданской области.....	122
Рис. 45 Среднегодовая температура воздуха в Магаданской области	124
Рис. 46 Среднегодовое количество осадков в Магаданской области.....	126
Рис. 47 Действующие и планируемые термометрические скважины на территории Магаданской области.....	133
Рис. 48 Мерзлотные условия гидрогеологических структур Магаданской области.....	134
Рис. 49 Наледи подземных вод Магаданской области по данным Кадастра (1958).	140
Рис. 50 Наледность территории Магаданской области по современным данным спутниковых снимков Landsat (2018-2020).....	142
Рис. 51 Модель геообработки для выделения нарушенных земель по разновременным снимкам Sentinel-2	146
Рис. 52 Пример распознавания нарушенных земель в Тенькинском районе Магаданской области.....	150
Рис. 53 Пространственное распределение нарушенных земель, выявленных по снимкам Sentinel-2 на территории Магаданской области	151
Рис. 54 Фрагмент снимка Sentinel-2 за 19.07.2021 г. в комбинации каналов NIR-Red-Green на участок у слияния рек Аян-Юрях и Берелёх (а), и расчетные значения TSM в воде (б)	155
Рис. 55 Расчетные значения TSM по снимкам Sentinel-2 на тестовых участках вблизи слияния рек Аян-Юрях и р. Берелёх (а), р. Аян-Юрях и р. Кулу (б)	156
Рис. 56 Динамика расчетных значений TSM по снимкам Sentinel-2 и уровня воды по данным гидропоста р. Колыма – с. Оротук (а), и изменения	

расчетных TSM вниз по течению рек от г. Сусуман до Колымского вдхр. (б). Данные за летний период 2021 г.	157
Рис. 57 Карта метеорологических станций и постов Магаданской области	159
Рис. 58 Распределение осадков в теплый период, бассейн р. Колымы – створ Усть-Среднекан	163
Рис. 59 Распределение осадков в холодный период, бассейн р. Колымы – створ Усть-Среднекан.....	164
Рис. 60 Годовое количество осадков, бассейн р. Колымы – створ Усть- Среднекан.....	166
Рис. 61 Действующие в 2008 году расходные гидрологические посты на территории бассейна СЛЮ, а также существующие и планируемые транспортные проекты АЗ и общей связности территорий России. 1 – гидрологический пост, замыкающий площадь менее 200 км ² ; 2 – гидрологический пост, замыкающий площадь 200-2000 км ² ; 3 – гидрологический пост, замыкающий площадь 2000-10000 км ² ; 4 – гидрологический пост, замыкающий площадь более 10000 км ² ; 5 – граница АЗРФ; 6 – граница рек бассейна СЛЮ; 7 – государственные границы.	168
Рис. 62 Схема стоковых гидрологических постов Магаданской области в разные периоды развития гидрометеорологической службы	173
Рис. 63 Схема уровенных гидрологических постов Магаданской области в разные периоды развития гидрометеорологической службы	175
Рис. 64 Годовой слой стока рек Магаданской области за исторический период (до 1990 г.).....	180
Рис. 65 Годовой модуль стока рек Магаданской области за исторический период (до 1990 г.)	182
Рис. 66 Объекты исследования	187
Рис. 67 Изменение среднегодовой температуры воздуха, 1951 – 2014 гг.....	191
Рис. 68 Изменение годовой суммы осадков, 1951 – 2014 гг.....	192
Рис. 69 Зависимости суммарных жидких и смешанных осадков за август- сентябрь на м/с Нижняя и слоя стока в сентябре: а) руч. Контактный – Нижний; б) руч. Северный.	194
Рис. 70 Зависимость суммарных жидких и смешанных осадков за август- сентябрь на м/с Нижняя и слоя стока в сентябре: а) руч. Встреча; б) руч. Южный.	195
Рис. 71 Изменение сумм твердых осадков	200
Рис. 72 Изменение жидких, смешанных и суммарных осадков и слоя стока в августе и сентябре	200
Рис. 73 Изменение доли жидких, жидких и смешанных осадков и слоя стока на территории исследования в августе и сентябре	201

Рис. 74 Наличие данных о ледовом режиме малых, средних и крупных водотоков Северо-Востока (данные о толщине ледового и снежного покровов, максимальная толщина льда, период ледостава).....	218
Рис. 75 Площадь гигантских наледей по данным Кадастра (1958) и снимкам Landsat 1973-2016-2021 гг.	226
Рис. 76 Пример оценки площади наледных полей (синий контур) и максимальной площади, покрытой льдом (желтый контур) по снимкам Sentinel-2. Местоположение наледи по Кадастру (1958) показано зеленым треугольником. Площадь дана в км ² . а) – Большая Момская наледь, б) – наледь на р. Бадяриха, в) – наледь на р. Мома, г) – наледь на р. Пенжина. .	228
Рис. 77 Географическое положение исследуемого региона (а) и схема расположения гигантских наледей с площадью более 10 км ² (б). Цифрами показаны бассейны рек: 1 – Яна, 2 – Индигирка, 3 – Колыма, 4 – Анадырь, 5 – Пенжина. Гигантские наледи показаны треугольниками разного цвета, в зависимости от соотношения площади по данным Кадастра и спутниковым снимкам: фиолетовые (<0.5), синие (от 0.5 до 2.0), красные (>2.0).....	229
Рис. 78 Сравнение площади гигантской наледи в бассейне р. Люлювеем по снимкам Landsat/MSS (21.06.1973) и Landsat-8 (17.06.2019).	230
Рис. 79 Наледная поляна на р. Малый Пыкарваам на снимке Sentinel-2 в естественных цветах за 2019 г. Площадь, покрытая льдом: 1 – максимальная 01.06.2019 г., 2 – минимальная 04.09.2019 г.....	231
Рис. 80 Сравнение границ Анмангындинской наледи за современный период 2000–2021 гг. с границами наледной поляны, покрытой льдом в 1967 г. а) 1 – смещение максимальной толщины льда, 2 – площадь наледи 2021 г., 3 – площадь наледи 1967 г. Площадь, покрытая льдом: б) 1 –2002 г., 2 – 2000 г., 3 – 1967 г.; в) 1 –2017 г., 2 – 2013 г., 3 – 1967 г.; г) 1 – 2020 г., 2 – 2019 г., 3 – 1967 г.	233
Рис. 81 Динамика площади Анмангындинской наледи по данным снимков Sentinel, 2021 г.	236
Рис. 82 Внутригодовая динамика Анмангындинской наледи за 2020 г. а) максимальная мощность наледи 1.3 м (05.07.20); б) активное разрушение наледи (18.07.20); в) наледная поляна (09.10.20); г) процесс формирования наледи (13.11.20). Фото А.А. Землянковой.	237
Рис. 83 Многолетняя динамика максимальной площади (а) и объема (б) Анмангындинской наледи за период 1963-2021 гг.: S – площадь, км ² , W – объем, тыс. м ³ , 1 – исторические данные, 2 – данные по спутниковым снимкам, 3 – данные по БПЛА, 2021 г.....	238
Рис. 84 График связи стока р. Омчук – р.п. Усть-Омчуг (01619) и осадков в августе м/с Усть-Омчуг, бассейн р. Колымы.....	241

Рис. 85 График связи стока руч. Гнус (03478) и осадков в сентябре м/с Усть-Чаркы, бассейн р. Яны.....	242
Рис. 86 Рассчитанная и наблюденная температура почвы на глубине 20 см (1974-1975 гг.), Колымская водно-балансовая станция.....	257
Рис. 87 Рассчитанная и наблюденная температура почвы на глубине 80 см (1974- 1975 гг.), Колымская водно-балансовая станция.....	257
Рис. 88 Рассчитанная и наблюденная температура почвы на глубине 160 см (1974- 1975 гг.), Колымская водно-балансовая станция.....	258
Рис. 89 Схематизация почвенных профилей для четырех выделенных типов подстилающей поверхности: 1 – каменная осыпь, 2 – горные тундры и заросли кедрового стланика, 3 – редколесья, 4 – лиственничные леса.....	260
Рис. 90 Рассчитанная и наблюденная глубина протаивания, мерзлотомер № 15 (редколесье), м.....	262
Рис. 91 Рассчитанная и наблюденная глубина протаивания, мерзлотомер № 11 (каменная осыпь), м.	263
Рис. 92 Рассчитанная и наблюденная глубина протаивания, мерзлотомер № 19 (лиственничный лес), м.....	263
Рис. 93 Схема Колымской водно-балансовой станции. 1 – репрезентативные точки (РТ), 2 – гидрологические посты, 3 – метеорологическая станция, 4 – русловая сеть, 5 – границы водосборов, 6-9 – стокоформирующие комплексы (СФК): 6 – гольцы, 7 – горная тундра, заросли кедрового стланика на склонах южной экспозиции, 8 – лиственничное редколесье на склонах северной экспозиции, 9 – лиственничный лес в долинах рек, в том числе в зоне надмерзлотных таликов.....	265
Рис. 94 Ландшафты КВБС: А – гольцы, руч. Морозова, Б – горная тундра, заросли кедрового стланика, руч. Северный, В – мохово-лишайниковое лиственничное редколесье, руч. Южный, Г – лиственничный лес, долина руч. Контактного. Фотографии О.М. Макарьевой, август 2016 г.	267
Рис. 95 Гидрографы стока ручьев КВБС, 1970 г.: 1 – руч. Контактный – Нижний, 2 – руч. Морозова, 3 – руч. Северный.	268
Рис. 96 Совмещенные графики рассчитанных и наблюденных компонентов водного и теплового режима в лиственничном редколесье (А – руч. Южный, 1972 г.) и гольцовой зоне (Б – руч. Морозова, 1980 г.) [Makarjeva et al., 2017, 2018]: 1 – рассчитанный гидрограф стока, м ³ /с; 2 – наблюденный гидрограф стока, м ³ /с; 3 – рассчитанная глубина протаивания, м; 4 – наблюденная глубина протаивания, м; 5 – рассчитанный слой поверхностного стока, мм; 6 – рассчитанный слой воды, просочившейся в грунт, мм; 7 – запас воды в снеге, мм; 8 – рассчитанная эффективная температура воздуха (с учетом прихода прямой солнечной радиации), °С; 9 – слой жидких осадков,	

достигающих поверхности почвогрунтов, мм; 10 – рассчитанная льдистость верхнего двухметрового слоя породы, мм.	272
Рис. 97 Примеры сравнения рассчитанных и наблюдаемых гидрографов стока руч. Северный. Качество моделирования: А – хорошее, Б – удовлетворительное, В – неудовлетворительное.....	275
Рис. 98 Примеры сравнения рассчитанных и наблюдаемых гидрографов стока руч. Контактный – Нижний. Качество моделирования: А – хорошее, Б – удовлетворительное, В – неудовлетворительное.....	278
Рис. 99 Кривые обеспеченности наблюдаемых (1) и рассчитанных (2) максимальных расходов воды руч. Контактный – Нижний, 1951-1997 гг..	279
Рис. 100 Схема расположения гидрологических постов, метеорологических станций и границ выбранных для моделирования речных бассейнов	281
Рис. 101 Схема определения СФК в бассейне Усть-Среднеканской ГЭС ...	283
Рис. 102 Рассчитанные и наблюдаемые гидрографы стока в бассейне р. Таскан, 1975-1978.....	284
Рис. 103 Рассчитанные и наблюдаемые гидрографы стока в бассейне р. Бохапча, 1977-1981.....	285
Рис. 104 Рассчитанные и наблюдаемые гидрографы стока в бассейне р. Аян- Юрях, 1984-1988.....	285
Рис. 105 Рассчитанные и наблюдаемые гидрографы стока в бассейне р. Кулу, 1984-1988.....	285
Рис. 106 Рассчитанные и наблюдаемые гидрографы стока в бассейне р. Берелех, 1983-1986	286
Рис. 107 Рассчитанные и наблюдаемые гидрографы стока в бассейне р. Детрин, 1983-1986	286
Рис. 108 Рассчитанный гидрограф стока в створе Усть-Среднеканской ГЭС в естественный период, 1966-1980 гг.....	287
Рис. 109 Годовой слой стока бассейна верховьев р. Колымы, 1990-2012 гг.	288
Рис. 110 Слой стока весеннего половодья бассейна верховьев р. Колымы, 1990-2012 гг.	289
Рис. 111 Средние даты начала весеннего половодья бассейна верховьев р. Колымы, 1990-2012 гг.....	290
Рис. 112 Продолжительность половодья бассейна верховьев р. Колымы, 1990-2012 гг.	291
Рис. 113 Максимальный модуль стока дождевого паводка бассейна верховьев р. Колымы, 1990-2012 гг.....	292
Рис. 114 Слой стока зимней межени бассейна верховьев р. Колымы, 1990- 2012 гг.....	293

Рис. 115 Средний модуль стока в период 30-дневного минимального зимнего стока бассейна верховьев р. Колымы, 1990-2012 гг.....	294
Рис. 116 Расчетная область Арктического региона данных региональных климатических моделей CORDEX	296
Рис. 117 Межгодовая изменчивость среднегодовой температуры воздуха по данным климатического реанализа ERA5 и ансамблю модельных расчетов для двух сценариев концентрации парниковых газов и аэрозолей RCP4.5 и RCP8.5	297
Рис. 118 Межгодовая изменчивость средней температуры воздуха за летний сезон по данным климатического реанализа ERA5 и ансамблю модельных расчетов для двух сценариев концентрации парниковых газов и аэрозолей RCP4.5 и RCP8.5.....	297
Рис. 119 Наблюденный в исторический период и расчетные на основе данных климатических проекций среднемесячные гидрографы стока до 2100 г., р. Колыма – створ Усть-Среднекан.....	298

Список таблиц

Табл. 1 Виды и периоды метеорологических измерений на КВБС	39
Табл. 2 Количество снежных маршрутов, их общая протяженность и количество точек измерений – максимальные и минимальные значения за весь период наблюдений	48
Табл. 3 Таблица Средний, максимальный и минимальный наблюдаемый запас воды в снеге (мм) перед весенним половодьем в различных ландшафтах водосбора ручья Контактного, 1960-1997 гг.	50
Табл. 4 Средний, максимальный и минимальный запас воды в снеге (мм) перед весенним половодьем на разных водосборах в пределах КВБС	50
Табл. 5 Средняя величина испарения с почвенно-растительного покрова (мм) в июне – сентябре в различных ландшафтах	52
Табл. 6 Максимальная глубина деятельного слоя в различных ландшафтах.	54
Табл. 7 Характеристики водосборов Колымской водно-балансовой станции	55
Табл. 8 Типы местности и растительные ассоциации КВБС.....	63
Табл. 9 Площади и объемы наледей, полученные по результатам обработки съемок БПЛА.	86
Табл. 10 Многолетняя динамика характеристик Амангындинской наледи 1963–2021 гг.....	94
Табл. 11 Динамика характеристик снежного покрова за январь – май 2022 г. по данным наблюдений.	99
Табл. 12 Типы местности и растительные ассоциации водосборного бассейна Анмангындинской наледи.....	103
Табл. 13 Наледность частных водосборов бассейна р. Колымы до пос. Усть-Среднекан и роль наледей в формировании речного стока в различные периоды гидрологического цикла.	138
Табл. 14 Распределение площади нарушенных земель по районам области	147
Табл. 15 Обеспеченность метеорологическими данными за разные периоды	158
Табл. 16 Количество гидрологических постов Колымского УГМС, на которых измеряется расход воды, классифицированных по площади бассейна	170
Табл. 17 Гидрологические посты	188
Табл. 18 Метеорологическая станция Нижняя, температура воздуха, 1949-2014 гг.....	190
Табл. 19 Метеорологическая станция Нижняя, сумма осадков, 1949-2014 гг.	192

Табл. 20 Метеорологическая станция Нижняя, суммы осадков за 1, 2, 3, 4 и 5 последовательных дней (мм), 1949-2014 гг.....	193
Табл. 21 Изменение стока на водосборах Колымской водно-балансовой станции	193
Табл. 22 Изменение температуры воздуха	196
Табл. 23 Значимые тренды суммы жидких и смешанных осадков.....	202
Табл. 24 Значимые тренды суммы осадков	203
Табл. 25 Значимые тренды доли жидких и смешанных осадков	204
Табл. 26 Изменение стока (мм, %) в бассейне р. Яны.....	207
Табл. 27 Изменение стока (мм, %) в бассейне р. Индигирки	207
Табл. 28 Изменение стока (мм, %) в бассейнах рр. Колыма и Алазея	208
Табл. 29 Изменение стока (мм, %) в бассейнах рек, впадающих в Охотское море.....	209
Табл. 30 Изменение максимального расхода воды (%) в бассейнах рр. Колыма, Алазея и на водосборах Северо-Востока России (Охотского бассейна)	211
Табл. 31 Изменение температуры почвы на глубине 80 см (°С).....	213
Табл. 32 Изменение характеристик ледового покрова рек с длительным рядом наблюдений до 2018 г.	219
Табл. 33 Соотношение количества и площади наледей по данным Кадастра и спутниковых наблюдений (Атлас, 2021)	222
Табл. 34 Сравнение суммарной площади наледей (км ²) по данным Кадастра (Симаков, Шильниковская, 1958) и снимкам Landsat.....	226
Табл. 35 Коэффициент корреляции месячного стока и осадков в сентябре на малых водосборах	241
Табл. 36 Статистические характеристики сопоставления рассчитанных и наблюдаемых суточных значений температуры (°С) почвы на глубинах 20, 40, 80 и 160 см на метеоплощадке «Нижняя»	256
Табл. 37 Обобщенные воднофизические и тепловые свойства четырех типов почвенных слоев.....	261
Табл. 38 Статистические результаты сравнения рассчитанных и измеренных суточных глубин протаивания и промерзания грунта	263
Табл. 39 Стокоформирующие комплексы и их гидрологическая роль	269
Табл. 40 Рассчитанные и наблюдаемые величины годового водного баланса (мм) и средняя и медианная величина критерия Нэша-Сатклиффа для водосборов КВБС	279
Табл. 41 Речные бассейны в пределах водосборной площади Усть-Среднеканской ГЭС	281

Табл. 42 Метеорологические станции в пределах водосборной площади Усть-Среднеканской ГЭС, 1966-2012 гг.	282
Табл. 43 Годовые средние значения рассчитанных и наблюдаемых слоев стока, максимальных расходов и критерия эффективности моделирования стока.....	283
Табл. 44 Прогнозируемые изменения режима стока в бассейне верховьев Колымы (створ Усть-Среднекан), среднемесячный расход воды (м ³ /с).....	299

Введение

В настоящее время на территории России происходит существенное изменение климата. Наиболее быстрые изменения наблюдаются в зоне распространения многолетнемерзлых грунтов, которая занимает 65.5% всей площади страны (11.2 из 17 млн км²) (Отчет об особенностях климата..., 2017). Особенно выраженные изменения прослеживаются в Арктической зоне, где среднегодовая температура воздуха за 1980-2012 гг. увеличилась на 0.5-2.2°C (Порфирьев и др., 2019).

Регионы, расположенные в криолитозоне, играют ключевую роль в структуре российской экономики, так как содержат огромные запасы природных ресурсов. Освоение природных ресурсов влечёт за собой масштабное развитие энергетической и транспортной инфраструктуры. Таким образом, наблюдающиеся изменения климата превратили огромную территорию в зону повышенного инвестиционного риска. Для продолжения экономически оправданного и экологически безопасного освоения территорий необходимо учитывать возможный ущерб в результате трансформации природной среды.

Территория Северо-Востока, в том числе, районы перспективного горнопромышленного освоения, характеризуются как труднодоступные, малонаселенные и неизученные. В 90-е годы прошлого века в связи с тяжелой экономической ситуацией в регионе произошло катастрофическое сокращение сети мониторинга природных процессов и опасных явлений. Практически отсутствует информация об изменении характеристик гидрологического режима, современном состоянии мерзлоты, состоянии нарушенных в результате горнодобывающей деятельности территорий. С другой стороны, значительная часть инфраструктуры региона проектировалась и возводилась в так называемый период «стационарного» климата (50-70 гг. прошлого века).

В последние годы на Северо-Востоке развиваются инфраструктурные проекты, наращиваются объемы добычи драгоценных металлов. Одним из стратегически важных регионов Северо-Востока является Магаданская область. Она занимает первое место в России по добыче россыпного золота (Добыча..., 2022). Объем добычи увеличился с 14.5 т. в 2013 г. до 19.8 т. в 2021 г. По объему добычи рудного золота наблюдался еще более значительный рост (в 4.5 раза за 8 лет). Существует необходимость учета изменений характеристик природной среды в современном и будущем климате при эксплуатации и проектировании зданий и сооружений. Разработка обоснованных стратегий адаптации региона к изменению климата и его неблагоприятным последствиям является необходимым условием для минимизации природных и техногенных рисков, обеспечения устойчивого развития, повышения экономического роста и социальной привлекательности регионов Дальнего Востока.

За последние 50 лет на Северо-Востоке (включая Чукотский полуостров, Магаданскую область, Восточную Якутию) температура воздуха выросла в среднем на +2.2°C (Makarieva et al., 2019).

Изменения климата обуславливают изменения гидрологического режима, деградацию многолетней мерзлоты, развитие опасных природных и техногенных явлений, влияющих на безопасную и эффективную эксплуатацию существующей инфраструктуры. Во многих регионах России наблюдается увеличение доли и интенсивности ливневых осадков. Например, в (Chernokulsky et al., 2019) приводятся данные об изменениях режима выпадения и интенсивности жидких осадков на территории Евразии: небольшой, в основном незначительный рост общего количества осадков сопровождается значимым увеличением доли ливней и сокращением вклада обложных дождей во всех регионах России, что напрямую влияет на режим формирования опасных гидрологических явлений.

Одним из основных факторов, влияющих на процессы формирования стока рек криолитозоны, является мерзлота. Тесная взаимосвязь потоков воды

и тепла в речных бассейнах обуславливает значительную чувствительность системы к климатическим и антропогенным изменениям. Потепление климата и деградация многолетней мерзлоты вызывают трансформацию гидрологического цикла, в том числе изменения динамики влажности почвогрунтов, интенсификацию связи подземных и поверхностных вод, сезонное перераспределение элементов водного баланса.

Магаданская область регулярно подвергается воздействию катастрофических паводков, которые наносят значительный ущерб инфраструктуре региона. Наиболее значительными среди них в Магаданской области оказались события 2013 г. (ущерб составил более 600 миллионов рублей), 2014 г. (700 миллионов рублей), 2016 г. (250 миллионов рублей), 2017 г. и 2019 г. (950 миллионов рублей).

В дополнении к природным факторам на формирование катастрофических паводков оказывает влияние техногенное вмешательство. Изменение русла рек, формирование отвалов, дамбы, построенные с нарушениями – все это создает дополнительные негативные последствия. Разряженная гидрометеорологическая сеть наблюдений не позволяет дать точный прогноз силы опасного явления, а отсутствие сведений о техногенном влиянии – оценить максимальные уровни и расходы воды в реках при прорыве озер, образовавшихся в ходе горнодобывающих работ. В одном из центров золотодобычи Магаданской области, г. Сусуман, катастрофические наводнения, усиленные антропогенными факторами (деформация русла р. Берелех в результате добычи золота) наблюдались в 2016 и 2019 гг.

Деградация мерзлоты ведет к изменению прочности ММГ, их несущей способности, водопроницаемости. В условиях потепления климата наблюдаются такие деструктивные криогенные процессы, как пучение и просадка грунтов, явления термоэрозии, солифлюкции и другие термомеханические деформации, осложняющие строительство и эксплуатацию зданий и сооружений. Например, изменения условий залегания ММГ стали причиной деформации здания Магаданского аэропорта, а каждый

год более интенсивное оттаивание ледяных линз является причиной деформации и разрушения дорожного покрытия, жилых зданий и инфраструктуры.

Согласно одному из климатических сценариев (RCP8.5) прогноза СМIP 5, к 2050 году в Магаданской области в среднем глубина протаивания увеличится на 0.5 м (с максимальными значениями до 0.6 м), несущая способность грунтов уменьшится в среднем на 23% (от 4% до 42%), а их просадка в среднем составит 15 см (от 3 до 24 см). При этом 26% всей инфраструктуры Магаданской области окажется в зоне геокриологических рисков, а общая стоимость ущерба от деградации мерзлоты к 2050 году достигнет около 60 млрд рублей (цены 2016 года) (Streletskiy et al., 2019).

Дорожная инфраструктура играет значительную роль в формировании экономического потенциала Магаданской области и одновременно характеризуется высокой уязвимостью к последствиям изменения климата. В настоящий момент автомобильный транспорт является практически единственным видом транспорта для перевозки грузов в удаленные районы региона, а также обеспечения горнопромышленного комплекса. В 2017 г. объем перевезенного груза составил около 2.2 млн. т. Ущерб от паводка в 2019 году, оцененный только для региональной Тенькинской трассы Магаданской области, составил почти один миллиард рублей. Затраты на восстановление и поддержание устойчивого функционирования региональной дорожной инфраструктуры в связи с риском протаивания и деградации ММГ по сравнению с 2018 годом удвоятся к 2050 году и составят 1.2-1.8 млрд рублей в год в зависимости от сценарных прогнозов (цены 2018 года) (Порфирьев и др., 2019).

Национальной программой социально-экономического развития Дальнего Востока на период до 2024 года и на перспективу до 2035 года, схемой территориального планирования Российской Федерации в области федерального транспорта предусмотрено строительство железнодорожной линии Нижний Бестях – Магадан, стоимость проекта оценивается в 1.6 трлн.

рублей. В связи с возведением железной дороги планируется строительство асфальтированных дорог, мостов и другой сопутствующей инфраструктуры. Последствия климатических изменений влияют на проекты новых и эксплуатацию существующих объектов железнодорожной инфраструктуры вследствие появления просадок, затопления и заболачивания территорий и других негативных явлений, которые сказываются на устойчивости сооружений (Бушуев и др., 2019). Проектирование новых объектов требует не только учета множества различных факторов, к которым относят климатические, гидрологические, геокриологические и инженерно-геологические условия в районе проектирования, но и прогноза их развития на перспективу. С учетом значительной стоимости проектов необходимы актуальные данные о состоянии природной среды, а также прогноз опасных природных явлений, связанных с изменением климата.

Золотодобыча на россыпных месторождениях сопровождается значительным воздействием на природную среду, в частности загрязнением рек взвешенными веществами (Чупаченко, 2020; Gallo Corredor et al., 2021) и тяжелыми металлами (Радомская, Радомский, 2014; Jarsjö et al., 2017), нарушением ландшафтов. В регионах с суровым климатом и сплошным распространением ММГ восстановление ландшафтов на нарушенных участках занимает продолжительное время, что усугубляет перечисленные проблемы. Это связано с существенным изменением геокриологических условий нарушенных полигонов, антропогенным изменением таликовых зон и процессов водообмена в долинах рек. Экологическое состояние нарушенных ландшафтов определяется характером проявления криогенных процессов – термокарста, солифлюкции, морозного пучения (Иванов, 2013). На основе данных космических снимков, выявлено что в пределах Тенькинского, Сусуманского и Ягоднинского районов Магаданской области, около 2% площади территории нарушены в результате золотодобычи, из них только на 10% наблюдаются процессы восстановления растительного покрова. В Тенькинском районе выявлено увеличение площади нарушенных земель за

период 2001-2021 гг. более чем в 7 раз, что связано со значительным увеличением объемов золотодобычи (Михайлюкова и др., принята в печать).

Таким образом, в будущем можно ожидать комплексирования природных и техногенных факторов формирования опасных природных явлений на территории Магаданской области и всего Северо-Востока.

Процессы гидрологического цикла пронизывают все звенья природной системы. Они неразрывно связаны с геокриологическими, гидрогеологическими, ландшафтными процессами и явлениями. В свете постоянно растущего практического интереса к территориям Северо-Востока, где научное обеспечение крупных проектов по освоению природных ресурсов признаны одной из приоритетных общегосударственных задач, необходимо изучение водных ресурсов и гидрологического режима региона.

Рукопись «Водные ресурсы Северо-Востока в условиях региональных и глобальных изменений» является первым опытом анализа и обобщения данных, полученных с помощью наземных наблюдений на сети Росгидромет, экспедиционных и стационарных наблюдений на горной территории Северо-Востока и Магаданской области, материалов дистанционного зондирования, а также данных, полученных при помощи методов математического моделирования и климатических моделей.

Актуальность проекта обусловлена наблюдаемой трансформацией как криолитозоны, так и гидрологического цикла, и необходимостью разработки научно-обоснованных методов прогноза изменений в будущем для заблаговременной адаптации всех сфер жизнедеятельности человека к таким изменениям.

В качестве натурального объекта исследований выбран водосбор Колымской водно-балансовой станции (КВБС), имеющий продолжительный совместный период наблюдений за состоянием мерзлоты, водным балансом и речным стоком. Водосбор р. Контактного расположен в Тенькинском районе (30 км от пос. Омчак), в верховьях р. Колымы. Детальные – в течение 68 лет – непрерывные наблюдения за формированием речного стока, элементами

водного баланса и динамикой активного слоя в различных ландшафтах производились здесь с 1948 года.

Анализ данных наблюдений и развитие методов математического моделирования позволило оценить климатическое воздействие на мерзлотные ландшафты и дать научно-обоснованный прогноз влияния современных и будущих изменений климата на гидрологический режим и водные ресурсы бассейнов горных рек Северо-Востока России.

Идея монографии принадлежит научному руководителю Проекта кандидату технических наук, ведущему научному сотруднику Санкт-Петербургского государственного университета Макарьевой Ольге Михайловне.

Обязанности по подготовке Атласа распределились следующим образом.

О.М. Макарьева разработала общую структуру и эскиз-макет произведения, провела параметризацию, верификацию модели «Гидрограф», а также выполнила основные расчеты гидрологических характеристик.

А.Н. Шихов был ответственным исполнителем по подготовке карт – выполнял оцифровку исторических материалов, сбор и анализ спутниковых снимков Landsat для выделения наледей, картировал наледность Магаданской области. А.Н. Шихов совместно с П.Г. Илюшиной картировал области нарушенных земель в ходе промышленного освоения региона.

А.А. Землянскова провела общий анализ динамики Анмангындинской наледи, была ответственна за организацию и проведение полевых наблюдений на объекте.

Н.В. Нестерова выполнила оценку изменения климатических условий Северо-Востока России по многолетним данным сети Росгидромет.

А.А. Осташов был ответственен за организацию и проведение буровых работ в полевой сезон 2021/2022. Под его руководством и непосредственном участии выполняются режимные съемки наледных процессов с помощью беспилотного летательного аппарата.

А.И. Васильев подготовил современные карты мерзлотных ландшафтах для территорий ключевых участков исследования.

Н.В. Гнатюк произвела расчеты региональной модели атмосферы Центра Россби с граничными условиями разных моделей общей циркуляции атмосферы и океана для возможности составления прогноза изменения гидрологических характеристик.

О.М. Макарьева и А.А. Землянскова взяли на себя общее редактирование рукописи, подготовку иллюстраций.

Авторы выражают искреннюю благодарность коллегам В.В. Оленченко, В.В. Потапову, А.С. Калганову, К.П. Данилову, которые способствовали проведению геофизических исследований на Анмангындинской наледи.

Выражаем благодарность журналистам областного канала «Колыма-Плюс» в пос. Усть-Омчуг Игорю Васильевичу и Евгении Владимировне Зинкевич за популяризацию науки в Магаданской области и дружескую заботу и помощь во всех сложных ситуациях. Авторы также бесконечно ценят поддержку администрации Тенькинского городского округа Магаданской области в лице главы Дениса Анатольевича Ревутского и замглавы Елены Юрьевны Ребровой в проведении полевых исследований.

Авторы благодарны Елене Владимировне Хаменковой (Институт биологических проблем Севера) за поддержку коллектива в периоды организационных трудностей.

Подготовка рукописи выполнена в рамках проекта Русского географического общества «Водные ресурсы Северо-Востока России в условиях региональных и глобальных изменений». Экспедиционная часть исследования также поддержана проектами РГО (2019–2022 гг.), РФФИ 20-05-00666 и 19-55-80028 и проектом Санкт-Петербургского государственного университета id 75295776.

История гидрологического освоения территории

Первые научные работы, посвященные изучению Северо-Востока Сибири, проводились участниками экспедиций в XIX-XX вв. с целью изучения ресурсов территории и описания географических условий местности (Миддендорф, 1862). Широко известны работы многих геологов, например, С.А. Подъяконова (1903), П.Н. Кропоткина (1936), Ю.А. Билибина (1961), С.В. Обручева (1930), М.И. Сумгина (1927), Г.Г. Рощупкина (1968), В.А. Цареградского (1980) и многих других.

Мерзлотные, климатические и гидрогеологические условия территории Северо-Востока изучались П.Ф. Швецовым (1951), Н.А. Граве (1959, 1960, 1964), М.М. Корейшей (1957,1963), О.Н. Толстихиным (1970), Н.П. Анисимовой и др. (1975), В.Е. Афанасенко и др. (1975), И.А. Некрасовым (1976), Н.Н. Романовским (1983), М.К. Гавриловой (1998), В.Р. Алексеевым (1978, 1987, 2005), В.В. Шепелевым (1987, 2011) и другими учеными.

Первые рекогносцировочные геоморфологические и гидрографические обследования, составление первых карт рек проводились в 1891-1892 гг. экспедицией Академии наук под рук. И.Д. Черского и в 1929 г. геоморфологическим отрядом Якутской Комиссии АН СССР под рук. С.В. Обручева (Гидрологическая изученность, Т.19, 1967).

В 30-х гг. XX в. подробные гидрологические изыскания на Северо-Востоке, в том числе в бассейне р. Колымы, продолжались силами ленинградского Гипровода, Дальстроя и Колымпроекта. Исследованиями гидрологического режима территории занимались такие известные гидрологи как А.М. Догановский (1968), А.Г. Левин (1959), В.М. Пигузова (1966), В.С. Власенко (1961), Б.Л. Соколов (1989), Н.А. Букаев (1966), В.М. Лебедев (1969), Н.Н. Романовский (1983, 2009) и многие другие.

Наиболее подробное изучение водных ресурсов области проводилось на специальных исследовательских полигонах. С 1948 по 1997 гг. в верховье р. Колымы функционировала Колымская водно-балансовая станция (КВБС).

В период работы КВБС накоплен огромный материал гидрометеорологических и специальных наблюдений, характеризующие природные условия и процессы, происходящие в зоне распространения многолетней мерзлоты. В период с 1962 г. по 1991 г. специальные наблюдения также проводились на Анангындинской наледи. Основной целью исследований являлось изучение процессов регулирования запасов и стока наледных вод. Подробная информация о Колымской водно-балансовой станции и Анмангындинской наледи представлена в следующем разделе.

Выдающиеся ученые

Арон Самойлович Кузнецов

Кузнецов Арон Самойлович (1915–2001) родился в 1915 году в с. Ефингарь Херсонской губернии. В 1939 году окончил геолого-географический факультет Харьковского государственного университета по специальности географ-гидролог. После обучения первые четыре года работал на таежных станциях Северо-Востока страны. С 1943 года продвигался по должности в Гидрометеослужбе Дальстроя (г. Магадан). С переходом Гидрометеослужбы Дальстроя в ведение Главного Управления Гидрометеослужбы (1953 г.) работал начальником отдела гидрологических прогнозов.

Кандидатская диссертация на тему «Условия формирования дождевых паводков на реках бассейна Верхней Колымы» была успешно защищена в 1965 г. За основу работы были взяты данные о стоке, осадках, испарении, полученные на Колымской водно-балансовой станции. Главная цель диссертации – выявить специфику формирования дождевых паводков в верховьях Колымы. Результаты этой работы не потеряли актуальности и до сих пор используются в методиках расчета максимального стока рек Верхней Колымы.

А.С. Кузнецовым была заложена методическая база выпусков

гидрологических прогнозов по рекам Северо-Востока. А авиаразведочные работы на реках под его руководством способствовали изучению режима рек, составлению гидрологической части климатического справочника.

В 1967 году А.С. Кузнецов был назначен директором Магаданской гидрометобсерватории. Награжден медалью «За победу над Германией», бронзовой медалью ВДНХ, медалью «За доблестный труд». В 1971 году присвоено почетное звание «Ветеран труда Магаданской области», в 1975 году награжден знаком «Отличник Гидрометеослужбы СССР», а в 1976 году знаком «Ударник 9-ой пятилетки».

Анатолий Григорьевич Левин

Левин Анатолий Григорьевич (1912-2001) гидролог, начальник научно-исследовательского отдела ведомственной гидрометслужбы «Дальстроя» НКВД СССР с 1947 по 1959 гг. А.Г. Левин окончил Харьковский гидрометеорологический институт. Работал на метеостанции при аэропорте в г. Магадан, возглавлял гидрометеорологическую станцию Магадана и научно-исследовательский отдел ведомственной гидрометслужбы «Дальстроя» НКВД СССР с 1947 по 1959 гг.

В 1949 г. А.Г. Левиным была подготовлена монография «Водные ресурсы Колымы», где был подробно описан гидрологический режим бассейна р. Колымы (режим уровней, ледовый режим, максимальный сток, твердый сток, термический режим и др.), предложен ряд эмпирических зависимостей для определения расчетных гидрологических характеристик на неизученных реках (Рис. 1).

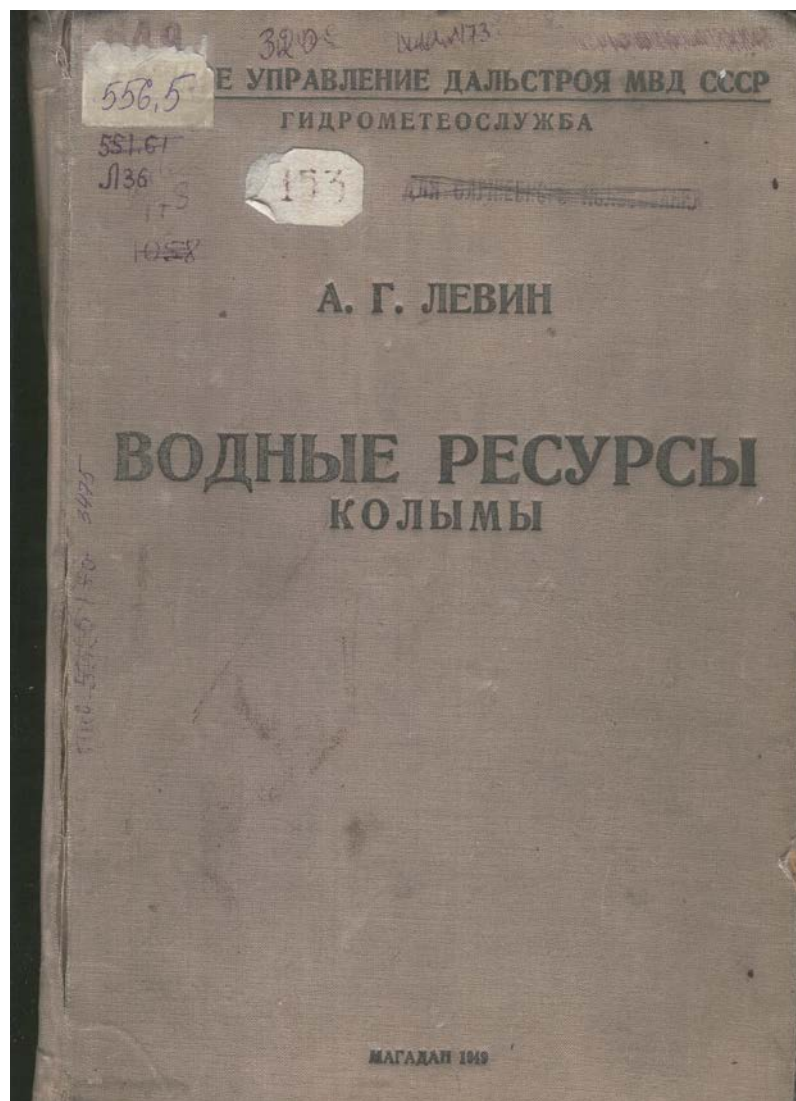


Рис. 1 Монография Левина А.Г. «Водные ресурсы Колымы».

Анатолий Григорьевич всю свою жизнь посвятил изучению гидрометеорологического режима Северо-Востока СССР в бассейнах рек Яны, Индигирки, Колымы. Им впервые были выполнены исследования процессов формирования стока рек Северо-Востока. По результатам работ были составлены рекомендации на основе методов расчета. При его участии была организована Колымская водно-балансовая станция Гидрометслужбы СССР, известная в начале как Итриканская стоковая станция ГМС «Дальстроя», Кулинская стоковая станция Верхне-Колымского районного геологоразведочного управления (1948–1956 гг.), Колымская стоковая станция (1957–1969 гг.).

А.Г. Левин известен разработанной формулой по расчету высших уровней воды на основании гидрографических характеристик водосборов и речных долин, без определения характеристик максимального стока («формула Левина»), используемой в инженерных изысканиях по сей день. Им составлены вспомогательные карты параметров расчетных формул для определения максимальных расходов воды весеннего половодья и дождевых паводков, минимальных летних и зимних расходов воды различной обеспеченности. Существенно уточнена карта среднегодового модуля стока.

Подробный анализ ледового режима Колымских рек позволил построить карту средних дат начала ледостава и вскрытия рек. Выявлена связь толщины льда с суммами отрицательных температур. Построены графики интенсивности прироста ледяного покрова. Для учета влияния снежного покрова на толщину льда была получена формула:

$$H_l = 15 \sqrt{200 + 40 \frac{\sum t}{0,76h_s - 2}},$$

где $\sum t$ - сумма отрицательных температур воздуха; h_s - высота снега на ближайшей метеостанции, см.

Леонид Никанорович Морозов

Леонид Никанорович Морозов (1907 – 1960) родился в мае 1907 года в с. Базарный Урень Симбирской губернии, в настоящее время Ульяновской области, в семье сельского учителя, чуваша по национальности (Рис. 3). В 1931 г. окончил Институт инженеров водного хозяйства. По окончании института был направлен на работу в Ленинградское отделение государственного института по проектированию гидротехнических сооружений «Гипровод», где проработал до июля 1932 г.

В июне 1933 года прибыл на территорию Охотско-Колымского края, где работал в составе колымской изыскательской партии инженером и

начальником партии. По указанию Главного управления «Дальстроя» через три года был переведен в Гидрометеослужбу «Дальстроя» в г. Магадан. С декабря 1940 года назначен начальником Гидрометеослужбы Главного управления «Дальстроя», впоследствии начальником Колымского Управления Гидрометеослужбы.

В 1955 г. он окончил при Государственном ордена Трудового Красного Знамени Гидрологическом институте курсы повышения квалификации руководящих работников Управлений Гидрометслужбы Главного управления Гидрометеорологической Службы при Совете Министров СССР.



Рис. 2 Леонид Никанорович Морозов

За годы жизни Л.Н. Морозову было присвоено несколько званий - инженер-капитан (1948), инженер-майор (1950), получены благодарности,

премии, награды. Принимал активное участие в общественной и партийной жизни. Л.Н. Морозов сыграл огромную роль в организации научных исследований процессов формирования стока в горных районах Магаданской области. Колымская стоковая станция (1957-1969 гг.) была открыта при непосредственном участии начальника гидрометеорологической службой Дальстроя Л.Н. Морозова, и начальника научно-исследовательского отдела Гидрометслужбы А.Г. Левина. Строительство станции было начато после обширных физико-географических обследований ряда районов верховья р. Колымы в 1947 г.

Водосбор руч. Контактного, типичный для рассматриваемого района, благодаря разнообразию растительного покрова и почво-грунтов, был признан наиболее подходящим для организации наблюдений среди обследованных районов.

История исследований на КВБС не имеет аналогов в мировой практике как по периоду их продолжительности, так и по широте охвата различных аспектов гидрологического цикла в зоне мерзлоты. Дальновидность и самоотверженность людей, закладывавших основы для таких исследований в тяжелые послевоенные годы, не характерна для настоящего времени.

Прах Л.Н. Морозова, талантливого инженера и руководителя, перенесен на Колымскую водно-балансовую станцию в 80-е гг. (Рис. 3). Его именем назван ручей Морозова – малый водосбор в гольцовой зоне КВБС.



Рис. 3 Могила Л.Н. Морозова и А.В. Зуева на Колымской водно-балансовой станции.

Специальные наблюдения и стационары

Для количественной оценки трансформации характеристик мерзлых толщ, гидрогеологических условий и речного стока в условиях изменений климата необходимо наличие данных наблюдений, полученных ранее в условиях стационарного климата, и обновляющихся современными наблюдениями в условиях изменяющегося климата.

На территории Северо-Востока России (Магаданская область) расположены уникальные научные стационары и природные объекты, на которых мониторинг гидрологических и криогенных процессов, типичных для всего региона, а также значительных по площади горных территорий Сибири и Северо-Востока, производился на протяжении десятков лет: Колымская Водно-Балансовая станция (КВБС) (пос. Стоковое) и стационар Анмангындинская наледь.



Рис. 4 Схема расположения исторических научно-исследовательских стационаров в Магаданской области

Колымская водно-балансовая станция

Колымская водно-балансовая станция (КВБС) является уникальным научно-исследовательским гидрологическим, гидрогеологическим и мерзлотным стационаром, не имеющим аналогов в мире по объему и продолжительности накопленных гидрометеорологических стандартных и экспериментальных данных.

КВБС располагается в верховьях р. Колымы, в горной местности (перепад высот 830-1690 м), в зоне сплошного распространения многолетней мерзлоты. Среднегодовая температура воздуха составляет около -12°C , а

количество осадков – от 250 до 440 мм в год. Большая часть территории покрыта каменными осыпями, зарослями кедрового стланика и лиственничным редколесьем (Рис. 5). Мощность многолетнемерзлых пород достигает 400 м, глубина летнего протаивания составляет от 20 см в заболоченных низинах до 3 м в гольцах. Условия формирования и характеристики стока на станции являются репрезентативными для обширной территории Верхней Колымы и прилегающих к ней районов Северо-Востока России.



Рис. 5 Общий вид на Колымскую водно-балансовую станцию. Фото с квадрокоптера, 2020г.

Детальные наблюдения за формированием речного стока в условиях многолетнемерзлых пород на КВБС производились с 1948 до 1997 гг. За этот период на КВБС действовали десять гидрологических постов на водосборах площадью от 0.27 км² до 21.3 км², две метеорологических площадки, 55 осадкомерных пунктов, более 20 мерзлотомеров, несколько гидрогеологических скважин, испарительных, воднобалансовых и стоковых площадок, проводились регулярные снегомерные съемки и экспериментальные исследования частных гидрологических и мерзлотных процессов (Рис. 6).

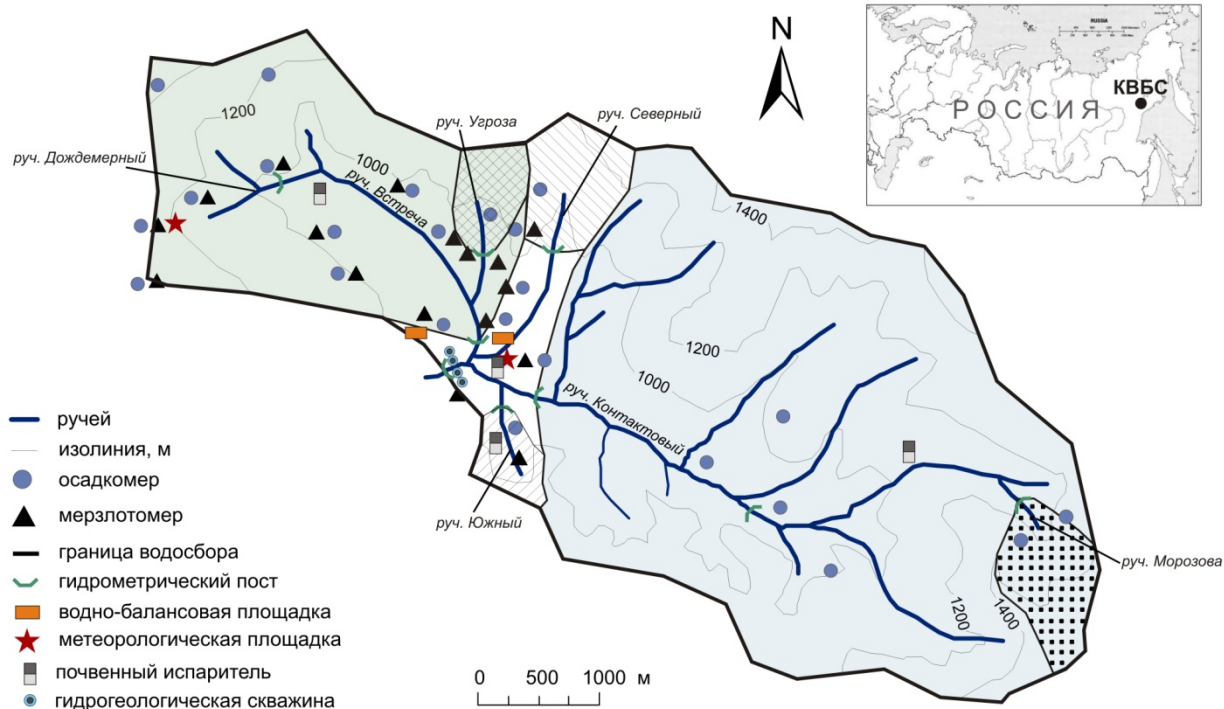


Рис. 6 Пункты наблюдений КВБС в период 1948-1997 гг.

История КВБС

Гидрометеорологические изыскания в верховьях р. Колымы начались в начале 30-х гг. XX века силами ленинградского Гипровода и Дальстроя и были связаны, в том числе, с необходимостью оценки возможности строительства ГЭС.

Колымская водно-балансовая станция, в прошлом Итриканская стоковая станция ГМС Дальстроя, затем Кулинская стоковая станция Верхне-Колымского районного геологоразведочного управления (1948-1956 гг.), Колымская стоковая станция (1957-1969 гг.), основана гидрометеорологической службой Дальстроя. Инициаторами открытия станции были начальник Гидрометслужбы Дальстроя Л.Н. Морозов и начальник научно-исследовательского отдела А.Г. Левин (Информационное письмо №2, 1988).

В 1947 г. были проведены обширные физико-географические исследования ряда районов верховья р. Колымы. Станция была заложена 15 октября 1947 г. Первоначальной целью организации станции являлось изучение процессов формирования стока малых рек в условиях горно-таежного ландшафта и распространения многолетнемерзлых пород, характерных для Северо-Востока СССР.

Уже в мае 1948 г. начались первые наблюдения за стоком воды на ручьях Контактный (21.3 км²) и Встреча (5.35 км²), а также регулярные наблюдения на метеорологической площадке "Нижняя" (высота 850 м). Несколько позже, 1 сентября 1948 г., начались наблюдения на метеорологической площадке "Верхняя" (1220 м). В 1948 г. гидрологические посты Средний (14.2 км²), Нижний и Встреча оборудованы будками самописцев уровней воды, гидрометрическими мостиками, подводными каналами.

В течение первых нескольких лет работники станции самостоятельно строили себе жилье, заготавливали дрова и обеспечивали быт. В 1957 г. станция перешла в ведение Колымского управления Гидрометслужбы, тогда же началась ее электрификация. В это время широко развернулись работы по оснащению станции новыми типами приборов и оборудования, укомплектование штата станции специалистами гидрометеорологического профиля. Программа наблюдений с каждым годом расширялась, охватывая самые удаленные и труднодоступные уголки станции. В 1960 г. начались наблюдения за стоком воды на руч. Южном, продолжалась рационализация осадкомерной сети, установлены радиоосадкомеры. В 1963 г. задействованы две дополнительные воднобалансовые площадки.

В 1968 году начаты измерения стока на уникальном объекте, в бассейне руч. Морозова, который полностью лишен растительного покрова и сложен каменными осыпями. Проводились экспериментальные исследования по изучению влияния внутригрунтовой конденсации на сток воды с использованием оригинальных приборов и установок (Бояринцев и др., 1991).

Коллектив станции составлял около 30 человек с профессиональным высшим или средним образованием (Рис. 7).

В 1969 г. Колымская стоковая станция переименована в Колымскую водно-балансовую станцию (КВБС). В эти годы осуществлен переход к широкому экспериментальным наблюдениям водного баланса во всех его звеньях, к повышению технического уровня исследований (Бояринцев и др., 1991).

С 1970 года КВБС производила наблюдения за состоянием снежного покрова на лавиносборах Тенькинской автодороги и наблюдения за стратиграфией, температурой и физико-механическими свойствами снега на четырех площадках.

В 1976 году станцию посетила делегация американских ученых. Они высоко оценили профессиональные и личностные качества работников станции, их преданность делу, которые являлись основой для масштабных полевых и теоретических работ, несмотря на простоту имевшегося оборудования и суровые условия жизни. По мнению Slaughter и Bilello (1977), материалы, полученные на КВБС, не имели аналогов в мировой практике. На Рис. 8 представлена статья из газеты “Магаданская правда” о визите американских ученых на станцию.

Поселок Стоковый



Гидрологический пост на руч. Морозова



Наблюдения за осадками зимой



Метеорологическая площадка

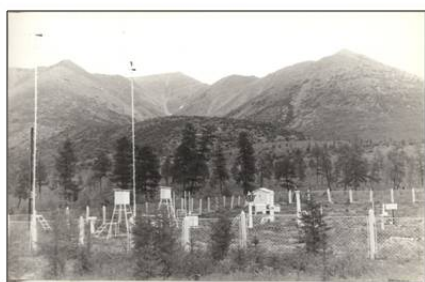


Рис. 7 Исторические фотографии Колымской водно-балансовой станции
(авторы – В.Н. Михайлов, С.И. Сущанский)

● Магаданские гидрологи принимают американских специалистов ● Экспе-



Рис. 8 Статья в газете Магаданская Правда от 8 августа 1976 г., выпуск

4

С 1980 г. были дополнительно введены наблюдения за динамикой формирования наледных образований на руч. Контактном. В 1982 г. КВБС была расширена: ей была передана Верхне-Кулинская гидрографическая партия 3 разряда и начаты наблюдения на трех агрогидрологических площадках на полях совхоза “Кулу” (Информационное письмо №2, 1988).

С начала 90-х началось постепенное сокращение программы наблюдений на станции, а с 1997 года водно-балансовые наблюдения на КВБС законсервированы. Одна метеорологическая станция и пять гидрологических постов действовали на КВБС до июня 2013 г., когда сильный паводок разрушил четыре гидрологических поста. На сегодняшний день там ведутся

только стандартные наблюдения на метеорологической площадке и на гидрологическом посту Контактный – Нижний.

Наблюдения за процессами и явлениями на КВБС

Метеорологические наблюдения

Наблюдения за метеорологическими элементами проводились на трех метеорологических станциях в разные периоды. Измерения включали в себя суточные значения температуры воздуха, атмосферное давление, дефицит влажности воздуха, скорость ветра, облачность, температура поверхности почвы и другие. (Табл. 1).

Табл. 1 Виды и периоды метеорологических измерений на КВБС

Станция	Нижняя	Верхняя	Кулу	Кулу2
Широта	61.85	61.86	61.88	61.88
Долгота	147.67	147.61	147.43	147.44
Высота, м	850	1220	670	635
Температура воздуха	1948-1997	1948-1972	1981-1991 1992-1997	
Давление водяного пара				
Дефицит влажности воздуха	1974-1997	n/a		
Атмосферное давление	1951-1997	1951-1972		
Нижняя облачность	1948-1997	1948-1972		
Общая облачность				
Скорость ветра				
Температура поверхности почвы				

Метеоплощадка Верхняя (1220 м над уровнем моря, период наблюдений 1948-1972 гг.) расположена в верховьях руч. Дождемерного в седловине между двумя сопками на высоте 1220 м. С юга и севера горизонт закрыт сопками, подножия которых находятся в 30-40 м от площадки. С востока и запада горизонт открыт, здесь наблюдаются сильные ветра. Подстилающая поверхность площадки кочковатая, покрыта травянистой растительностью, древесной растительности вблизи нет. Ближайшее строение – дом станции – расположен в 48 м от площадки. Наблюдения велись по

программе метеостанции 2 разряда. Глубина сезонного оттаивания вечной мерзлоты достигала 1.5 м.

Метеорологическая станция Нижняя (850 м над уровнем моря, период наблюдений 1948-2022 гг.) расположена на опушке лиственничного леса, на террасе-водоразделе между ручьем Контактным и ручьем Угроза. Ближайшие деревья расположены в 50 м, строения – 100 м от площадки. Площадка окружена сопками высотой до 1400 м над уровнем моря, ближайшие из них находятся на расстоянии 200-500 м.

Подстилающая поверхность кочковатая, покрыта мхом, торфом и отдельными кустами брусничника и голубичника. Глубина сезонного оттаивания многолетней мерзлоты на площадке достигает 0.5-0.8 м. С севера, востока и юга площадка окружена редким лиственничным лесом. Ближайшие деревья находятся в 50 м. В 100 м от площадки на запад находятся строения станции. Угол закрытости горизонта по румбам равен 11 градусов.

До 1981 года наблюдения велись по программе метеостанции 2 разряда, кроме того, проводились актинометрические наблюдения, градиентные наблюдения за температурой и влажностью воздуха, наблюдения за испарением с поверхности снежного покрова.

С 1981 г. в результате реорганизации станции объем метеонаблюдений значительно сокращен. Актинометрические, градиентные наблюдения и наблюдения за испарением со снега перенесены на метеоплощадку Кулу, расположенную в 19 км от метеоплощадки Нижняя.

Метеорологическая станция Кулу (670 м над уровнем моря, период наблюдений 1981-1991 гг.) расположена на правом склоне широкой долины р. Кулу, который в 70 м к западу от площадки переходит в обрывистый берег. Склон имеет западную экспозицию и крутизну 4-6 градусов. Площадка с запада, севера и востока окружена деревьями лиственницы, которые непосредственно примыкают к ограде, высота деревьев 6-8 м. Высота площадки 670 м.

Почвы на метеоплощадке Кулу суглинистые с включением мелкого щебня. Подстилающий покров состоит из ягодников, травы и сфагновых мхов, местами оголен. Глубина сезонного протаивания многолетней мерзлоты достигает 1.8-2 м.

С северо-восточной стороны от метеоплощадки на расстоянии 90 м находится глубокий распадок, по дну которого протекает ручей Кривуля. К северу от площадки на расстоянии 20 м находится постройка бани, в 25 м к северо-западу – служебно-жилое здание. Угол закрытости горизонта по румбам равен 4 градуса.

Наблюдения велись по программе метеостанции 2 разряда, кроме того, проводились актинометрические наблюдения, градиентные наблюдения за температурой и влажностью воздуха, в сентябре – октябре, марте-мае – за испарением с поверхности снежного покрова.

Климат района КВБС резко континентальный с суровой продолжительной зимой и коротким, но теплым летом. Среднегодовая температура на метеоплощадке Нижняя в 1949-1996 годах составляет -11.3°C . Среднемесячная температура в январе достигает -33.6°C , в июле $+13.2^{\circ}\text{C}$. Абсолютная минимальная суточная температура -53.0°C была зарегистрирована в 1982 году, а абсолютная максимальная суточная температура составила $+22.8^{\circ}\text{C}$ (1988). Период отрицательных температур воздуха длится с октября по апрель, безморозный период длится в среднем 130 дней.

На КВБС наблюдаются инверсии температуры воздуха. В декабре градиент температуры воздуха достигает $+2.0^{\circ}\text{C}$, в мае он составляет -0.5°C на 100 м соответственно. Средняя скорость ветра на станции Верхняя более чем в два раза выше по сравнению со станцией Нижняя (3.0 и 1.3 м/с соответственно).

Осадки

В разные периоды на территории КВБС осадки наблюдались на 47 осадкомерах. Непрерывные ежедневные данные об осадках в течение всего года доступны для осадкомера № 12 на метеорологической станции Нижняя за период 1948-1997 годов и для осадкомера №54 на метеорологической станции Кулу за 1981-1997 годы. Данные о суточных осадках в теплое время года за 30-ти летний период накоплены на четырех осадкомерах, еще на 18 осадкомерах – за более короткие периоды. Обычно наблюдения на этих пунктах начинались с началом периода таяния снега и продолжались до конца сентября. Месячные суммы осадков были получены с 30 осадкомеров, 10-дневные и 5-дневные суммы – с 21 и 18 осадкомеров соответственно.

На КВБС использовались три основных типа осадкомеров – Третьякова, Косарева и суммарный осадкомер. В 1960-1963 годах производились попытки регистрации осадков автоматическими радиоосадкомерами, но из-за неудовлетворительной работы приборов эти наблюдения были прекращены.

Дождемерные пункты по измерению суточных сумм осадков при открытии в 1948 году были оборудованы дождемерами с защитой Нифера и в дальнейшем оборудованы осадкомерами Третьякова. Продолжительное время проводились параллельные наблюдения по двум приборам. После 1959 года использовались только приборы Третьякова. Непрерывная регистрация выпадавших осадков осуществлялась самописцами дождя, установленными на 12 осадкомерных пунктах.



Рис. 9 Метеорологические наблюдения: осажомер №2, 1959 год.



Рис. 10 Пункт наблюдения за осадками 6 (1250 м)



Рис. 11 Измерение осадков на суммарном осадкомере, 1960

В 1988 году наблюдения за осадками на КВБС производились на 36 осадкомерных и дождемерных пунктах, достаточно равномерно

распределенных по площади и высотным зонам станции. Средняя плотность осадкомерной сети составляла 1.6 единиц на 1 км².

Количество осадков на метеорологической станции Нижняя в период 1949-1997 годов изменялась от 229 (1991) до 474 (1990) мм в год со средним значением 342 мм. Максимальное и минимальное количество осадков наблюдается в июле и марте и составляет 71 и 7 мм соответственно (Рис. 12, Рис. 13).

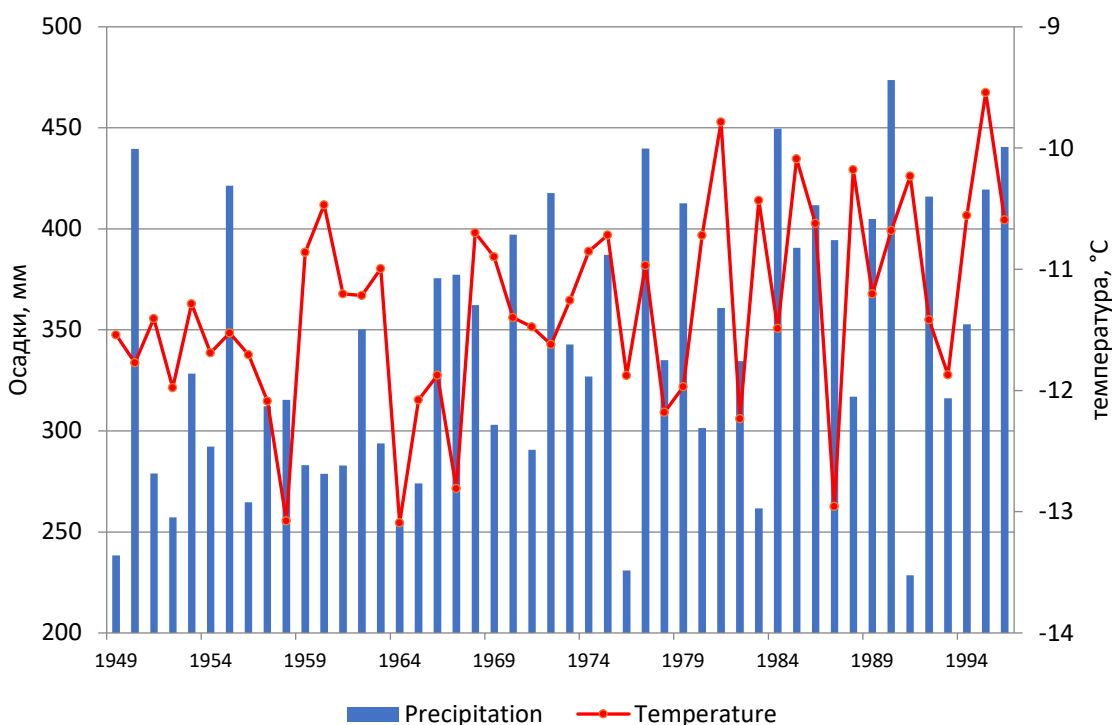


Рис. 12 Годовое количество осадков (мм) и температура воздуха (°C) на метеостанции Нижняя, 1949-1996 гг.

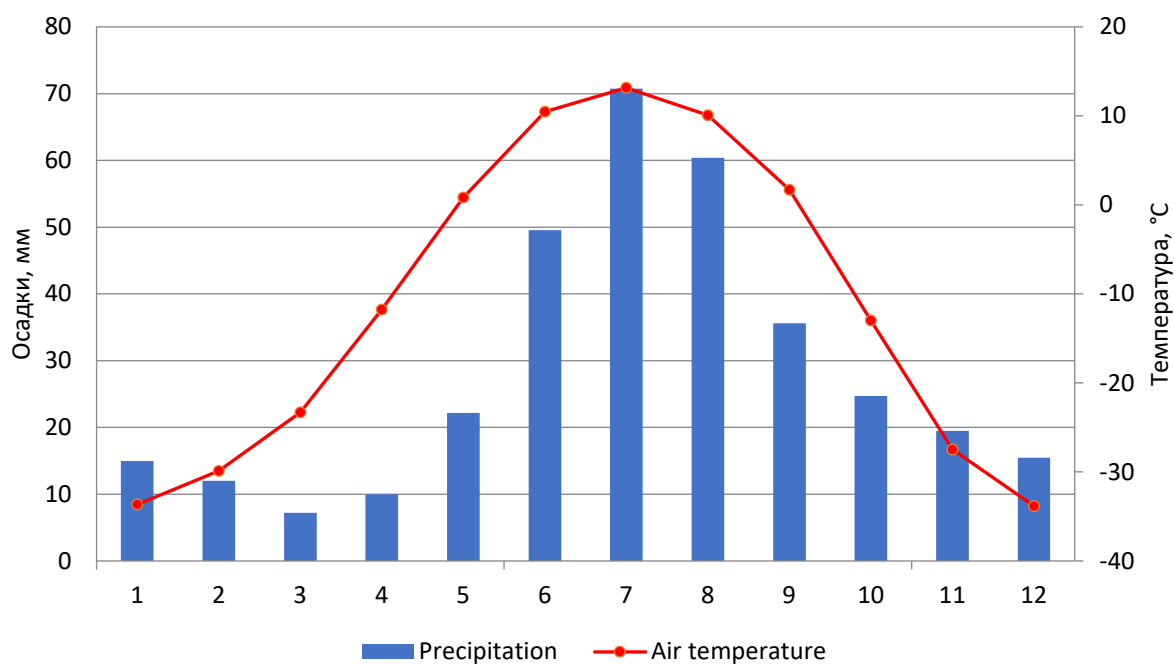


Рис. 13 Среднемесячное количество осадков (мм) и температура воздуха (°C) на метеостанции Нижняя, 1949-1996 гг.

Снегомерные наблюдения

Снежный покров на территории Колымской станции образуется в первые недели октября и тает в конце мая. Наблюдения за снежным покровом начаты в 1950 г. и производились на двух водосборах, при двух метеорологических площадках и четырех характерных квадратах.



Рис. 14 Прокладка снегомерных линий в бассейне руч. Контактный, 1960 г.

Снегомерные наблюдения при метеорологических площадках "Нижняя" и "Верхняя" производились каждую декаду по маршрутам, общая протяженность которых при каждой площадке равнялась 1000 м. Снегомерные съёмки на водосборе руч. Встреча с 1950 по 1957 гг. производились по 16 параллельным маршрутам, а с 1958 г. по 6 маршрутам. Исследования на водосборе руч. Северного до 1958 г. производились по 10 маршрутам, с 1958 г. – по 5 маршрутам. В 1960 г. были впервые проведены снегомерные съёмки на дату максимальных снегозапасов на водосборах руч. Южный и Контактный. С 1968 г. начаты наблюдения за снежным покровом в бассейне руч. Морозова. За период с 1968 по 1974 гг. число снегомерных линий в бассейне руч. Морозова увеличилось с 2 до 5, число точек высоты снега – с 960 до 2640. Высота снежного покрова измерялась через 5 м, плотность – через 50 м. В 1983 и 1985 гг. проведены тематические работы с целью рационализации снегомерной сети, что сократило часть съёмок в бассейне руч.

Морозова, Встреча и Контактный без существенного влияния на точность результатов.



Рис. 15 Подъем к месту работы

В Табл. 2 приведено количество снегомерных маршрутов, их общая протяженность и количество точек измерения, включая их распределение по различным ландшафтам. Глубина снега измерялась каждые 10 м, плотность снега – каждые 50 м.

Табл. 2 Количество снежных маршрутов, их общая протяженность и количество точек измерений – максимальные и минимальные значения за весь период наблюдений

Водосбор	Период	N	L	MP
Южный	1960-1997	4	1400-1540	144-154
Северный	1950-1997	4/10	1950/2130	23/207
Морозова	1968-1997	2/5	960/2645	98/534
Угроза	1983-1997	1	1200	120
Дождемерный	1959-1971	3	3240/5720	327/575

Встреча	1950-1997	1/17	2110/10850	119/1091
Контактный	1960-1997	2/4	4830/13100	485/1314

N – количество снегомерных маршрутов; L – общая длина маршрута, м; МР – количество точек измерения толщины снега.

Средний, максимальный и минимальный наблюдаемый запас воды в снеге перед весенним половодьем на руч. Контактном – Нижнем составили 121, 213 (1985) и 59 (1964) мм соответственно за период 1960-1997 гг. В целом, скалистые осыпи и тундровый кустарниковый ландшафт характеризуются более низкой влажностью из-за ветрового переноса. В лесном ландшафте скапливается много снега. Однако на водоразделе ручья Морозова, который полностью покрыт скалистыми осыпями, средний запас воды в снеге до таяния оценивалось в 161 мм с максимальным значением 298 мм, наблюдавшимся в 1985 году, соответствующий высоте снега 0.99 м (Табл. 3, Табл. 4).



Рис. 16 Измерение плотности снега, 1960 г.

Табл. 3 Таблица Средний, максимальный и минимальный наблюдаемый запас воды в снеге (мм) перед весенним половодьем в различных ландшафтах водосбора ручья Контактного, 1960-1997 гг.

Ландшафт	Запас воды в снеге		
	среднее	макс (1985)	мин (1964)
Лес	144	265	79
Кедровый стланик	127	247	39
Осыпь	100	182	46
Гольцы	66	127 (1974)	2
руч. Контактный	121	213	59

Табл. 4 Средний, максимальный и минимальный запас воды в снеге (мм) перед весенним половодьем на разных водосборах в пределах КВБС

Водосбор	Период	Запас воды в снеге		
		средний	макс	мин
Южный	1960-1997	121	166	70
Северный	1950-1997	126	232	62
Морозова	1968-1997	161	298	71
Угроза	1983-1994	133	200	93
Дождемерный	1959-1971	82	111	53
Встреча	1951-1997	123	213	60

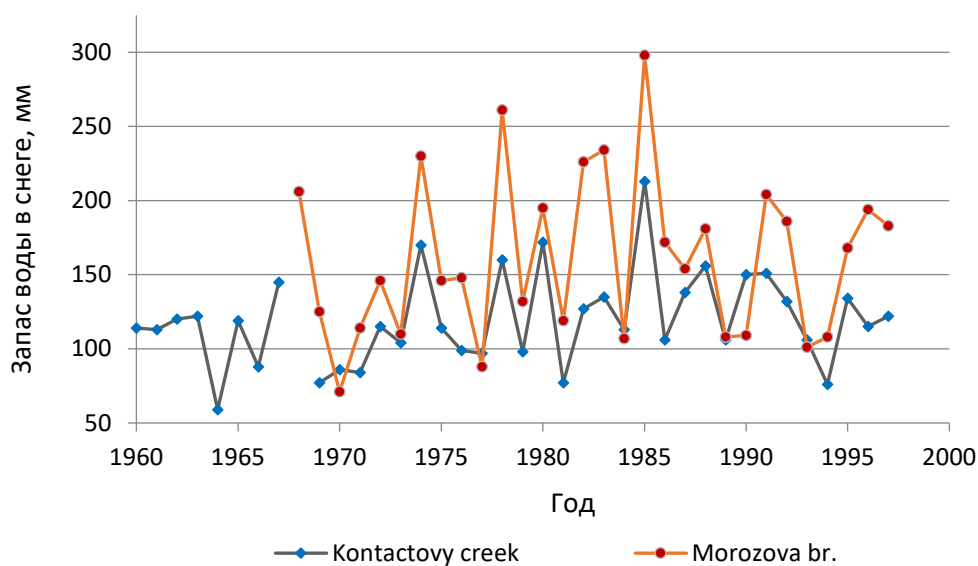


Рис. 17 Запас воды в снеге на водосборе руч. Контактного и водосборе руч. Морозова

Испарение с почвенно-растительного покрова

С 1950 по 1953 гг. на различных типах подстилающей поверхности, на склонах различной экспозиции и абсолютных высотах были открыты 5 почвенно-испарительных площадок. Площадки были оборудованы испарителями Рыкачева и Горшенина с испарительной площадью 1000 см². Результаты наблюдений до 1958 г. принято считать ориентировочными из-за отсутствия почвенных дождемеров, будок для взвешивания, весов требуемой точности и грузоподъёмности, а также из-за несовершенства конструкций применяемых испарителей. С 1958 по 1966 гг. измерения производились на почвенно-испарительной площадке № 1, расположенная рядом с метеостанцией «Нижняя». Наблюдения за испарением производилось по двум испарителям ГГИ-500 и испарителю Рыкачева, за осадками – по наземному дождемеру.

Чтобы осветить наблюдениями за испарением почвы различные типы подстилающей поверхности, на территории КВБС в различное время были открыты еще три почвенно-испарительные площадки: в бассейнах ручьев Встреча (1967 – №6), Морозова (1971 – №7) и Южный (1977 – №8). Измерения производились с помощью стандартных весовых испарителей ГГИ-500-50, которые и-за близкого расположения многолетнемерзлых пород видоизменены на ГГИ-500-30, то есть высота испарителей уменьшена до 30 см.

Также на территории станции производились наблюдения за испарением с водной поверхности (начаты в 1951 на нестандартных приборах) и за испарением со снега. В 1959 году водно-испарительная площадка оборудована испаромером ГГИ-3000 и почвенным дождемером с приемной площадью 3000 см².

Наблюдения за испарением со снежного покрова в период с 1951 по 1955 гг. производились в 5 пунктах, оснащенных испарителями Горшенина

высотой 15 см с испарительной площадью 1000 см². С 1958 по 1966 гг. наблюдения за испарением со снежного покрова производились только на метеоплощадке «Нижняя» и только в период снеготаяния. С 1968 г. по 1981 г. наблюдения велись по стандартным испарителям ГГИ-500-6 по стандартной методике. В 1981 г. наблюдения перенесены на метеорологическую площадку «Кулу».

Самые высокие значения испарения с почвы в летний период наблюдались в лиственничном лесу (участок 9) и достигли 136 мм. В аналогичном ландшафте (участок 1) это значение ниже и составляет 119 мм, что указывает на влияние локальных факторов. Самые низкие значения испарения почвы составляют 104 мм на участке, расположенном в кедровом стланике (участок 7). В июле значения испарения почвы колеблются от 33 до 40 мм, в зависимости от ландшафта. В сентябре вклад испарения уменьшается до 14-24 мм (Табл. 5).

Табл. 5 Средняя величина испарения с почвенно-растительного покрова (мм) в июне – сентябре в различных ландшафтах

# участка	Ландшафт	Период	Высота, м	Ориентация склона	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Сумма*
1	Лиственничный лес	1962-1997	850	-	35	37	30	17	119
6	Заболоченный редколесный лес	1969-1982	970	Север	37	38	30	19	124
7	Кедровый стланик	1972-1997	1020	-	30	33	25	17	104
8	Кедровый стланик	1976-1997	900	Юг	47	40	30	14	131
9	Лиственничный лес	1982-1992	669	Запад	36	39	37	24	136

*сумма за летний период

Испарение со снежного покрова

Наблюдения за испарением со снега проводились на территории КВБС с 1951 года, но только данные за период 1968-1992 годов считаются последовательными и надежными. С 1968 по 1981 год наблюдения проводились с помощью стандартных испарителей ГГИ-500-6 на

метеостанции Нижняя. В 1981 году наблюдения за испарением со снега были перенесены на метеорологический участок Кулу и продолжались до 1992 года.

Наблюдения проводились в основном осенью (сентябрь, октябрь) и весной (май – март). В зимние месяцы (январь – февраль) наблюдения проводились только до 1973 года, поскольку величина испарения со снега оказалась крайне незначительной для водного баланса. Весной, во время интенсивного таяния снега, дополнительное взвешивание испарителей проводилось каждые 3-6 часов. В отчетах представлены значения испарения за ночные (20-8 часов) и дневные (8-20 часов) интервалы, в открытом доступе публикуются те значения, которые соответствуют полному 12-часовому периоду наблюдений. Точность составляет 0.01 мм. Средние значения испарения со снега в мм в сутки составляют: январь-февраль – -0.04; Март – +0.09; Апрель – +0.40; май – +0.74; сентябрь – +0.20; октябрь – +0.01. Типичные значения испарения со снега за 1976-1977 годы представлены на Рис. 18.

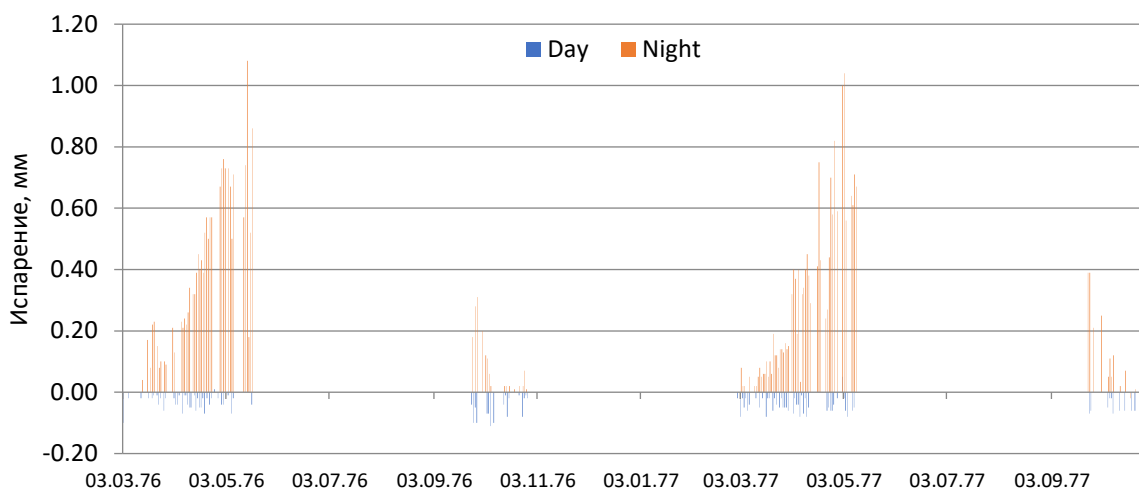


Рис. 18 Испарение со снега (мм) в дневной и ночной периоды, 1976-1977 гг.

Динамика деятельного слоя многолетнемерзлых пород

С 1952 года на КВБС велись наблюдения за динамикой протаивания деятельного слоя многолетнемерзлых пород. В течение 1952-1997 гг. в общей сложности функционировало 38 мерзлотометров Данилина. Большая часть

мерзлотомеров располагались в районе метеоплощадок «Нижняя» и «Верхняя» на склонах различной экспозиции, на участках с различными типами подстилающей поверхности. Несмотря на оборудование мерзлотомерных пунктов специальными мостиками для подхода наблюдателей, со временем поверхность в районе установки прибора нарушалась и влияла на величину протаивания.

Самый длительный период наблюдений составляет 33 непрерывных года (мерзлотомер 17.5 расположен в лесу с кустарниками, максимальная величина деятельного слоя составляет 130 см, 1964-1997 гг.). Самые глубокие величины протаивания грунтов наблюдались в скалисто-осыпном ландшафте и достигали более 240 см. Наименьшие значения варьируются от 60 до 70 см в заболоченном лесу. Величина деятельного слоя в лесном ландшафте колеблется в больших пределах и зависит от расположения мерзлотомера на склоне (Табл. 6, Рис. 19).

Табл. 6 Максимальная глубина деятельного слоя в различных ландшафтах

# участка	Водосбор	Ландшафт	Период	Высота, м	Максимальная глубина оттаивания, см
1	Контактный	Лес	1954-1966	841	150
6	Дождемерный	Скалистая осыпь	1960-1965	1048	>240
9	Северный, Угроза	Скалистая осыпь	1954-1966; 1977-1978	986	168
12	Встреча, Северный	Кедровый стланик на каменистой осыпи	1954-1962; 1966-1968; 1971-1997	866	157
15	Дождемерный	Кедровый стланик на каменистой осыпи	1958-1968; 1970-1982	952	>150
17	Встреча	Лес	1960-1965, 1969	914	>124
18_7	Контактный	Заболоченное редколесье	1959-1960	835	69
18_8	Контактный	Заболоченное редколесье	1959-1960	835	64

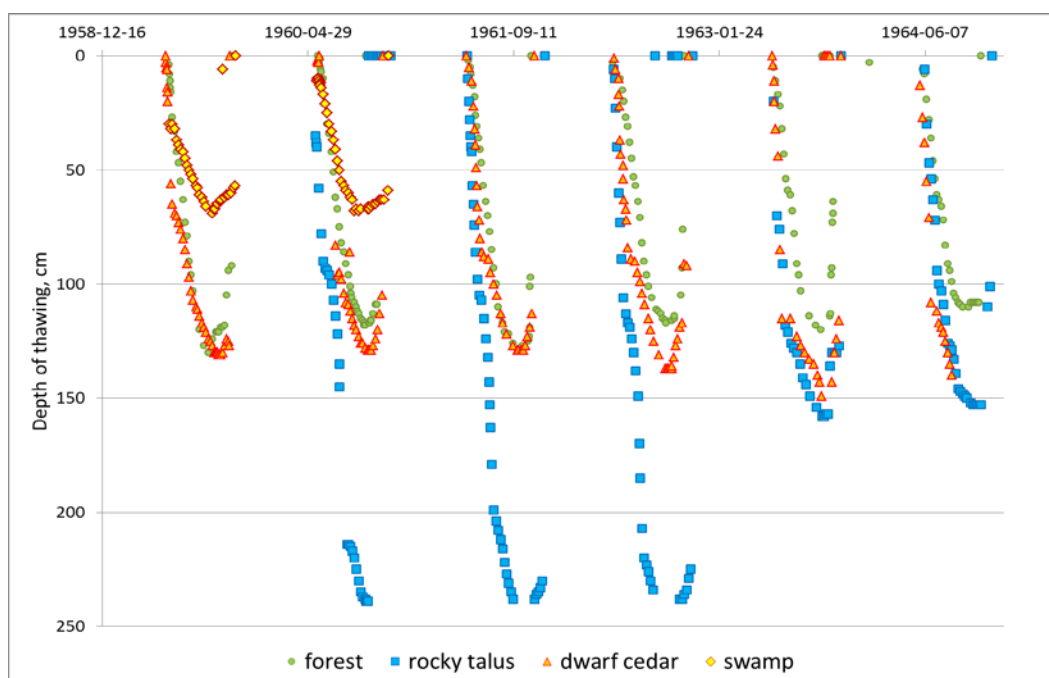


Рис. 19 Глубина деятельного слоя в различных ландшафтах.

Речной сток

Наблюдения за стоком производились на 10 водосборах: руч. Контактный (створ Верхний, Средний, Нижний), Морозова, Южный, Встреча, Встреча – устье, Дождемерный, Северный, Угроза (Рис. 20). Основные характеристики водосборов приведены в Табл. 7.

Табл. 7 Характеристики водосборов Колымской водно-балансовой станции

Код поста	Водосбор	Период	Площадь, км ²	X	Y	Длина ручья, км	Средняя ширина водосбора, км	Средний уклон ручья, ‰	Средний уклон бассейна, ‰	Высота водосбора (макс.-мин., средняя), м	Среднегодовой слой стока, мм	Максимальный наблюдаемый суточный расход, м ³ /с
1104	Южный	1960-1997	0.27	61.84	147.66	0.51	0.35	235	303	1110-917, 985	193	0.14
1107	Северный	1958-1997	0.38	61.85	147.66	0.74	0.38	175	388	1300-880, 1020	227	0.18
1103	Морозова	1968-1996	0.63	61.84	147.75	0.97	0.45	326	649	1700-1100, 1370	453	0.44
1624	Угроза	1983-1991	0.67	61.86	147.67	0.9	0.74	218	461	1270-914, 1260	354	0.27
1106	Дождемерный	1952-1971	1.43	61.86	147.63	0.87	0.99	220	432	1450-950, 1180	208	0.31
1105	Встреча	1949-1997	5.35	61.85	147.66	3.4	1.5	92	346	1450-833, 1060	237	3.15
1100	Контактный – Верхний	1973-1980	5.53	61.84	147.70	2.8	2.1	185	473	1700-909, 1070	317	2.52
1625	Встреча – устье руч. Угроза	1984-1996	6.57	61.84	147.66	3.6	1.8	76	406	1450-831, 1070	283	2.6

1101	Контактный – Средний	1948-1997	14.2	61.84	147.67	6.2	2.8	65.2	413	1700-842, 1120	289	7.02
1102	Контактный – Нижний	1948-1997	21.3	61.85	147.65	7.1	3.7	57.6	413	1700-823, 1070	281	8.15

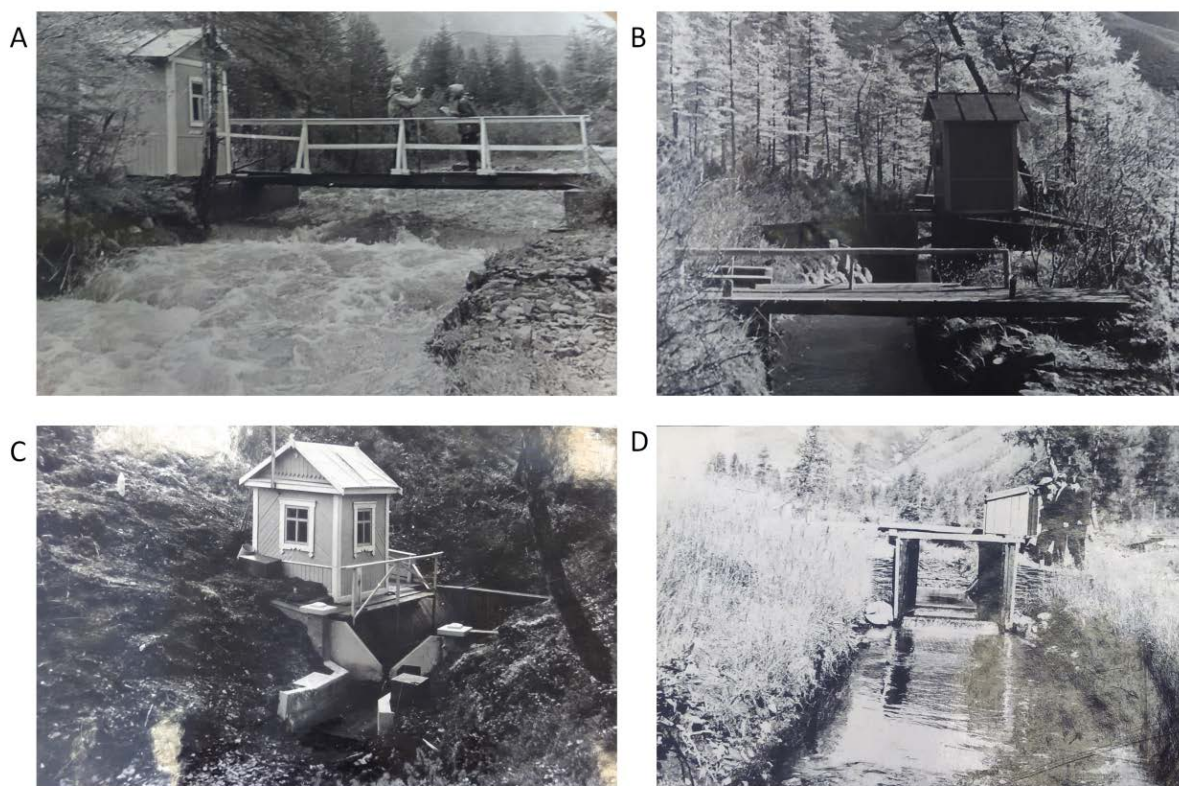


Рис. 20 Наблюдения за стоком: А – гидрологический пост на ручье Контактный, 1979 г.; В – гидрологический пост на ручье Дождемерный, 1959 г.; С – гидрологический пост на ручье Южный, 1960 г.; D – гидрологический пост на ручье Встреча, 1953 г.

Все гидрологические створы были оснащены регистраторами уровня воды «Валдай», а также игольчатыми и крючковыми рейками. Весной и осенью, когда уровнемеры не работали из-за льда на ручьях, расход измерялся чаще, каждые 4 часа. Чтобы предотвратить замерзание поплавков самописца, лунки нагревались электрическими лампочками. У ручьев Морозова и Южный сток измерялся с помощью водослива с V-образным вырезом, у ручья Северный – с помощью водомерного желоба.

Основной сток на водосборах данной территории происходит в летнее время. В октябре небольшие ручьи полностью перемерзают. Возобновление стока происходит в мае. Для летнего периода характерны частые дождевые

паводки (Рис. 21). По всей длине ручья Контактного распространены подрусловые талики. Их глубина достигает 15 м в поперечном сечении створа гидрологического поста руч. Контактный – Нижний (Михайлов, 2013). Талики перемерзают зимой лишь частично.

Годовой слой стока в бассейне руч. Контактного площадью 21.3 км² (средняя высота 1070 м) составляет 281 мм за период 1948-1997 годов, она увеличивается с повышением высоты и на водосборе руч. Морозова (средняя высота 1370 м, площадь бассейна 0.63 км²) достигает 453 мм (1969-1996). Сток с руч. Северного и Южного, площадью 0.38 и 0.27 км², составляет 227 и 193 мм за период 1960-1997 годов соответственно (Табл. 7).

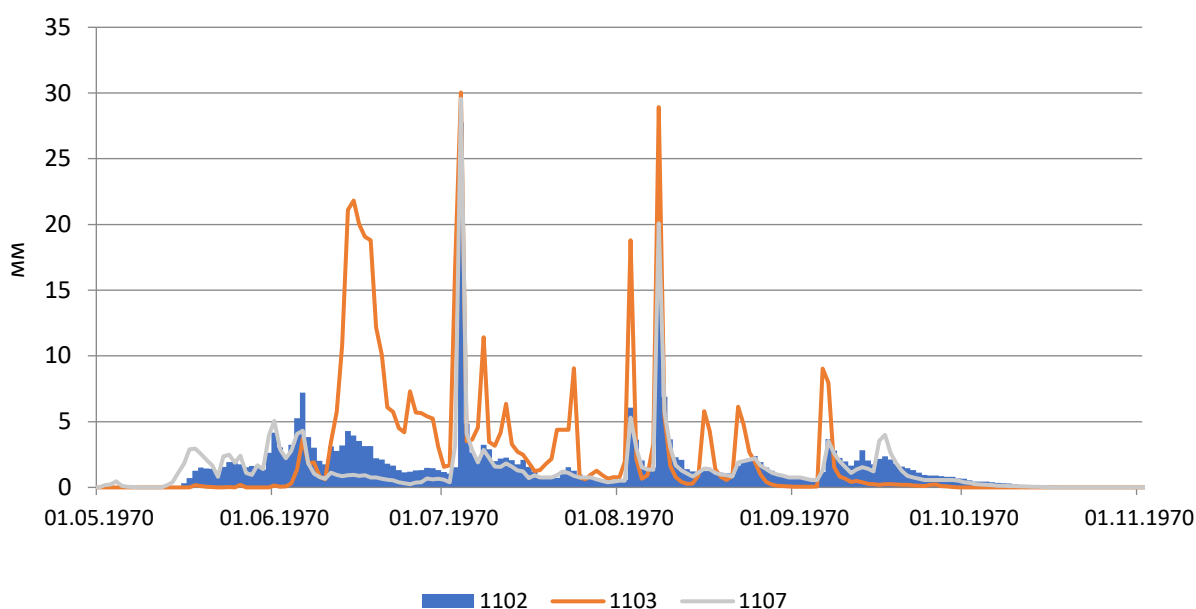


Рис. 21 Слой стока (мм) на руч. Контактный – Нижний, руч. Северный – южный склон, покрытый кедровым стлаником, и руч. Морозова – ландшафт каменистых осыпей на водоразделах, 1970 г.

Ландшафтные исследования на Колымской водно-балансовой станции

Ввиду большой пространственной неоднородности факторов, влияющих на процессы формирования стока, требуется организация наблюдений на участках с различными видами ландшафта. При изучении влияния разнообразных ландшафтных факторов на элементы водного баланса необходимы длительные наблюдения, позволяющие, насколько это возможно, охватить всю амплитуду колебаний климатических факторов. Объектами исследований при этом служат парные или кустовые водосборы и стоковые площадки, группы испарительных площадок и т. д., расположенные близко друг к другу с таким расчетом, чтобы климатические и микроклиматические факторы каждого года и сезона были одинаковыми (Методы изучения и расчета водного баланса, В.С. Вуглинский и др., 1981).

Ландшафты, и, как следствие условия, формирования стока, на территории Колымской водно-балансовой станции являются репрезентативными для обширной территории Верхней Колымы и прилегающих к ней районов Северо-Востока России.

Согласно районированию по Ландшафтной карте криолитозоны России 1:7 500 000 (Молчанова Л.С. и др., 1998) КВБС находится в пределах горноредколесных и стланиково-редколесных ландшафтов горных сооружений (низкие, средние и высокие горы) сплошного распространения многолетнемерзлых пород (ММП).

Исторические ландшафтные исследования

Изучение флоры и растительности района станции и прилегающих территорий Верхнеколымского нагорья проводилось под руководством сотрудника Института биологических проблем Севера Ю.Б. Королевым. Результаты работ, геоботаническая характеристика растительных сообществ и разработка их классификации для данного региона, а также крупномасштабные геоботанические карты растительного покрова

территории стационара (КВБС) в двух масштабах 1:25 000 и 1:10 000 (Рис. 22, Рис. 23), представлены в его диссертации в 1984 г. (Королев, 1984).

Для выяснения структуры растительного покрова и для выбора наиболее рационального масштаба картирования использован метод "вложенных ключей" (разномасштабное картографирование ключевых участков). Всего было выделено 6 основных типов подстилающей поверхности, характерных для Верхнеколымского нагорья: гольцы, горные тундры, редколесья северных склонов, заросли кедрового стланика, закустаренные леса, долинные редколесья и болота.

Представления о комплексах растительности, функциональной целостности биогеоценозов было положено в основу гидрологических расчетов. Это дало возможность оценить водный режим для определенных типов подстилающей поверхности. Взаимосвязь между распределением растительности, структурой растительного покрова и параметрами стока была представлена в работе Ю.Б. Королева (1984). На тот момент исследований такого рода практически не проводилось.

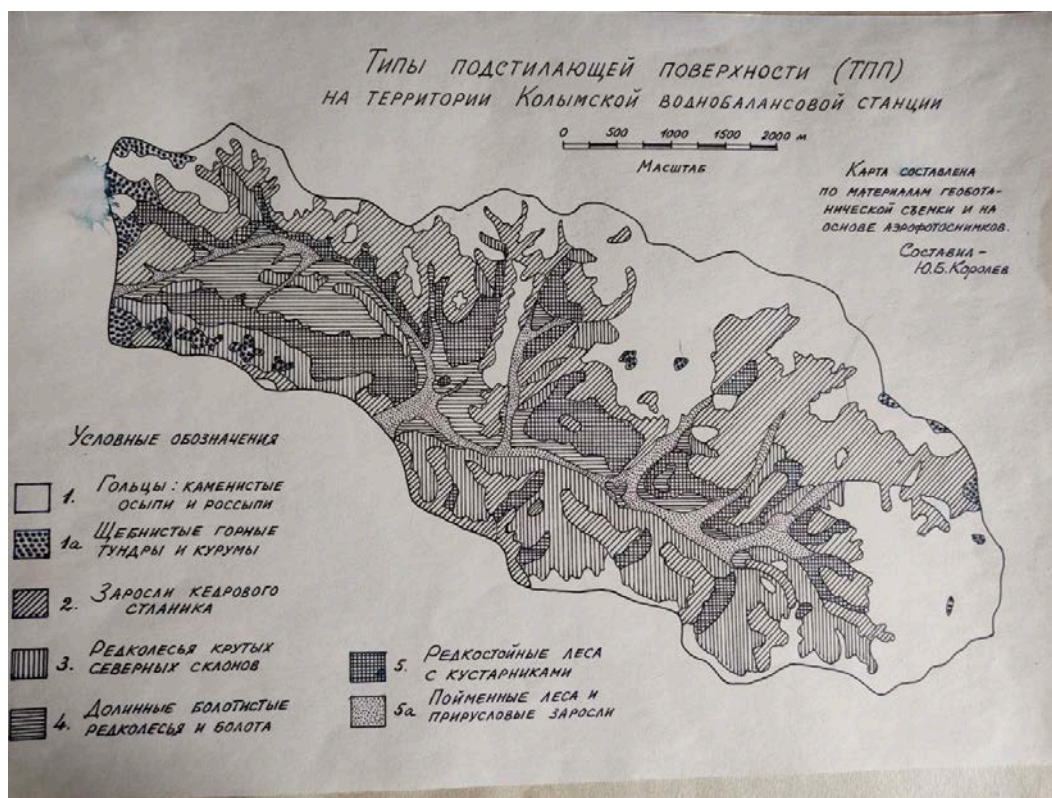


Рис. 22 Типы подстилающей поверхности на КВБС (Королев, 1984)

Типы подстилающей поверхности, которые представлены на геоботанических картах, различаются по гидрологическим особенностям. Каждый тип имеет свой коэффициент стока, который задается по результатам расчета систем уравнений по данным полевых наблюдений. На территории Колымской водно-балансовой станции наибольший коэффициент стока наблюдается в гольцах (0.96), горной тундре (0.65) и редколесье северных склонов (0.56). Впервые получена возможность количественно определить влияние разных типов подстилающей поверхности на формирование стока в бассейнах Верхней Колымы. Данные результаты репрезентативны для 70% площади этой территории.

На формирование стока в разные сезоны гидрологического режима оказывают влияние элементы почвенно-растительного покрова, различные гидрологические процессы. Например, в период летне-осенней межени режим стока обуславливается наличием мохово-лишайниковым покровом, глубиной оттаивания и водоотдачей грунтов, криогенными процессами, испарением с поверхности и др. В период весеннего половодья важно отмечать накопление и распределение снежного покрова, крутизну и экспозицию склона, какая часть бассейна облесена и занята кустарничками. Одинаковые по высоте истоки рек, имеющие разную ориентацию, покрыты разными видами растительности, ввиду чего сток с таких участков будет различен.

Значительные нарушения растительного покрова, например вследствие пожара, необходимо фиксировать и учитывать при расчетах стока, также это позволит оценить величину его изменения в будущем.



Рис. 23 Карта растительности Верхнеколымского биogeоценологического стационара "Контакт" (Королев, 1984)

Современные ландшафтные исследования

В 2021 году на участке Колымской водно-балансовой станции проведено исследование и картирование динамики криогенных ландшафтов, в том числе составлен детальный ландшафтный план участка. С даты последнего опубликования информации о ландшафте на КВБС прошло почти 40 лет. За этот период район претерпел некоторые изменения. В 2017 году на станции произошел мощный пожар, в результате которого выгорела растительность на одном из участков водосбора (склоны водосбора руч. Северный).

Ландшафтное разнообразие в пределах КВБС определялось по материалам полевых исследований с применением данных космических снимков из интернет-ресурсов с выделением дешифровочных признаков. Полевые обследования ландшафтов рассматриваемой территории проводились пешим маршрутом. Обследование территории сопровождалось

фотографированием ландшафтов и криогенных процессов. Описание растительности включало в себя определение состава древостоя, состава подроста, состава кустарникового яруса с определением покрытия, типа травяно-кустарникового яруса с определением состава флоры и мохового, лишайникового покровов и их проективного покрытия, определения микрорельефа поверхности. Определена глубина сезонного протаивания с помощью металлического щупа на разных типах местности. Пройден ряд шурфов для определения литологического состава поверхностных отложений. Маршрутными исследованиями выявлены основные криогенные рельефообразующие процессы.

Картографические работы были начаты с географической привязки материалов рассматриваемой территории КВБС в среде программы ArcGIS. Произведено дешифрирование космоснимков из интернет-ресурсов – Google, Bing и Yandex ручным методом. Также использовались фондовые и литературные источники. Полученные материалы с применением полевых данных позволили составить ландшафтную карту масштаба 1:10 000. В качестве основных единиц были выбраны типы местности и типы растительности, относящиеся к типологическим комплексам, т.е. единицам ландшафтного (физико-географического) картографирования.

Ландшафтная структура на исследуемом участке представлена основными типами местности. Они указаны на Рис. 24 и Табл. 8.

Плоскогорно-привершинный тип местности характеризуется приводораздельными выровненными участками рельефа с глыбовыми увалами средневысотных и низких хребтов (1100-1500 м). Структура этих типов местности определяется сочетанием тундр горных каменных лишайниковых с зарослями кедрового стланика и лиственничных редины.

Горно-склоновый тип местности представляют крутые и средней крутизны склоны средневысотных и низких хребтов (1500-900 м), которые заняты кедровым стлаником, лиственничными редколесьями и рединами с влажными марями.

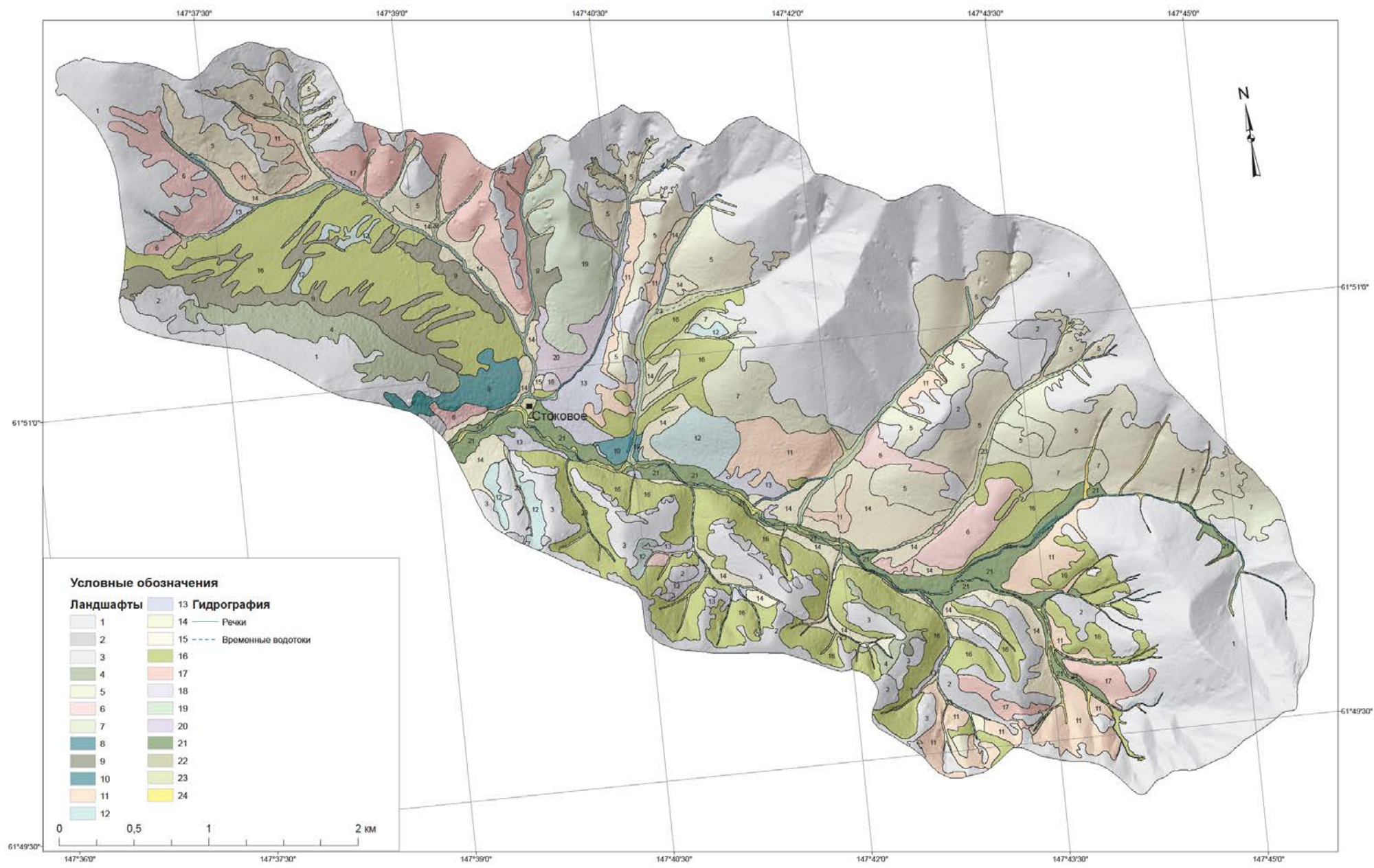
Горно-долинный (днища горных ручьев) тип местности приурочен к днищам горных долин мелких речек Контактный, Встреча, Угроза, Крутой и т.д. Речки, врезающиеся в галечники со слабо меандрирующими руслами. Для малых рек характерны слабо развитые малые поймы с лугами разнотравно-осоковыми с ивняками.

Табл. 8 Типы местности и растительные ассоциации КВБС.

Тип местности	Растительность
1. Плоскогорно-привершинный	1. Тундры горные каменистые кассиопейно-лишайниковые с редкими кедровыми стланиками и угнетенными лиственницами
	2. Тундры горные каменистые лишайниковые с единичными стланиками
	3. Тундры горные каменистые с зарослями кедрового стланика и ольховника рододендрово-багульниковые
	4. Лиственничные редколесья в сочетании с тундрами горными с кедровыми стланиками шикшево-багульниковые лишайниковые
	5. Заросли кедрового стланика кассиопейно-лишайниковые с каменными осыпями
2. Горно-склоновый	6. Заросли кедрового стланика с единичными лиственницами бруснично-багульниковые лишайниковые
	7. Заросли кедрового стланика бруснично-багульниковые сфагновые
	8. Лиственничные редколесья с кедровыми стланиками и ольховниками бруснично-багульниковые лишайниковые
	9. Лиственничные редколесья с кедровыми стланиками и ольховниками багульниково-рододендрово-осоковые сфагново-лишайниковые
	10. Лиственничные редколесья с ерниками бруснично-багульниковые сфагново-лишайниковые
	11. Лиственничные редколесья с кедровыми стланиками бруснично-багульниковые лишайниково-сфагновые
	12. Лиственничные редины с кедровыми стланиками и ольховниками бруснично-багульниковые лишайниковые
	13. Лиственничные редины на сфагновой мари морошково-багульниково-осоковые пушицевые

	14. Лиственничные редины на лишайниково-сфагнутой мари с ерниками морошково-багульниково-осоковые
	15. Лиственничные редины с ерниками багульниково-осоковые лишайниково-сфагновые
	16. Лиственничные редины с кедровыми стланиками и ерниками багульниково-рододендроново-осоковые сфагновые
	17. Гари на кедровом стланике мертвопокровные с каменными осыпями
	18. Гари на кедровом стланике мертвопокровные
	19. Гари на лиственничных редколесьях и кедрового стланика мертвопокровные
	20. Гари на лиственничных рединах с ерниками на лишайниково-сфагнутой мари осоковые
3. Горно-долинный (днища горных ручьев)	21. Лиственничные леса с ерниками и ивняками багульниково-грушанково-осоковые лишайниково-зеленомошные
	22. Лиственничные редколесья зеленомошно-сфагновые в сочетании с ивняками и ольховниками осоковыми
	23. Луга разнотравно-осоковые с ивняками кочковатые
	24. Поймы ручьев

Наибольшее распространение из 23 ландшафтов получили следующие естественные природно-территориальные комплексы, прилегающие к Колымской водно-балансовой станции: тундры горные каменистые кассиопейно-лишайниковые с редкими кедровыми стланиками и угнетенными лиственницами (комплекс 1-1 – 33.8% от общей площади), заросли кедрового стланика с единичными лиственницами бруснично-багульниковые лишайниковые (комплекс 2-6 – 10.3% от общей площади), лиственничные редины на лишайниково-сфагнутой мари с ерниками морошково-багульниково-осоковые (комплекс 2-14 – 4.9% от общей площади), лиственничные редколесья с кедровыми стланиками бруснично-багульниковые лишайниково-сфагновые (комплекс 2-11 – 4.6% от общей площади), гари на кедровом стланике мертвопокровные с каменными осыпями (комплекс 2-17 – 3.06% от общей площади).



Условные обозначения

Ландшафты

- | | | | |
|----|----|-----|--------------------|
| 1 | 14 | 13 | Гидрография |
| 2 | 15 | — | Речи |
| 3 | 16 | --- | Временные водотоки |
| 4 | 17 | | |
| 5 | 18 | | |
| 6 | 19 | | |
| 7 | 20 | | |
| 8 | 21 | | |
| 9 | 22 | | |
| 10 | 23 | | |
| 11 | 24 | | |
| 12 | | | |

0 0,5 1 2 км

Рис. 24 Современные мерзлотные ландшафты на территории Колымской водно-балансовой станции

Научная значимость КВБС

С 1948 по 1997 гг. на КВБС накоплен огромный материал гидрометеорологических и специальных наблюдений редкой продолжительности (40-50 лет), характеризующие такие природные условия, которые, с одной стороны, практически не освещены данными, с другой стороны, репрезентативны для обширной территории Северо-Востока России. Они были опубликованы в 40 выпусках, первый из которых охватывает период с 1948 по 1957 гг. Последующие выпуски публиковались ежегодно (Материалы наблюдений КВБС, 1948-1990).

Наблюдения за осадками и расходами воды совместно с такими редко измеряемыми элементами водного баланса и переменными состояниями водосбора, как испарение, водоотдача из снега, поверхностный сток, протаивание грунта и другими позволяют детально исследовать взаимодействие частных процессов гидрологического цикла между собой и компонентами ландшафта. На основании анализа результатов работы КВБС могут быть выявлены закономерности процессов формирования стока в неизученных бассейнах зоны многолетней мерзлоты России.

Результаты наблюдений нашли отражение в более чем 250 публикациях, посвященных различным аспектам формирования стока в зоне сплошного распространения мерзлоты, динамике деятельного слоя, структуре подстилающей поверхности и ее влиянию на гидрологические процессы.

По материалам КВБС были изучены особенности формирования водного баланса (Бояринцев, 1980; Бояринцев и др., 1992; Кузнецов и др., 1969; Сущанский, 2002; Zhuravin, 2004; Лебедева, Макарьева, 2017), максимального стока и стока весеннего половодья малых рек криолитозоны (Бояринцев, 1988; Кузнецов, 1966), их подземного питания (Бояринцев, Николаев, 1986; Глотов, 2002), механизмы криогенного регулирования стока (Алексеев и др., 2011), динамика льдистости крупнообломочных отложений (Банцекина, 2002; 2001), процессы внутригрунтовой конденсации водяных

поров воздуха (Рейнюк, 1959; Банцекина, Михайлов, 2009; Бояринцев и др., 1991) и многие другие.

Собранные материалы используются при построении и тестировании различных моделей: формирования стока (Гусев и др., 2006; Кучмент и др., 2000; Виноградов и др., 2015; Лебедева и др., 2015; Semenova и др., 2013; Макарьева и др., 2020), климатических (Shmakin, 1998), экологических, динамики растительности (Тихменёв, 2008).

Состояние станции на 2022 год и перспективы восстановления КВБС

После фактического прекращения специальных исследований на Колымской водно-балансовой станции в 1997 году в России не существует ни одного постоянно действующего стационара, накапливающего данные о процессах формирования стока и эволюции мерзлоты за современный период интенсивных природных изменений.

После 1997 г. на станции продолжались наблюдения на одной метеорологической станции (код 24894) и на пяти гидрологических постах. В 2013 г. паводок повредил некоторые конструкции четырех гидрологических постов, и наблюдения на них прекратились. В данный момент функционирует одна метеостанция и один гидрологический пост.

По результатам оценки состояния наблюдательной сети в 2021-2022 гг., поврежденные гидрологические посты на руч. Морозова, Северный, Южный, Контактный – Средний подлежат восстановлению (Рис. 25).

Гидрологический пост на руч. Северный



Гидрологический пост на руч. Морозова



Рис. 25 Современные фотографии поврежденных гидрологических постов Колымской водно-балансовой станции, 2021 г.

С 2020 года на территории КВБС проводятся исследования группой научных сотрудников Санкт-Петербургского государственного университета и Государственного гидрологического института при поддержке Администрации Тенькинского городского округа. Коллектив выполняет работы по грантам СПбГУ (проект 62841660 «Комплексная оценка естественных и антропогенных факторов интенсификации водообменных процессов криолитозоны в условиях изменения климата»), РФФИ (проект 19-55-80028 БРИКС_т «Оценка и прогноз влияния изменений климата на гидрологический режим рек горных плато Азии») и РГО (проект «Водные ресурсы Северо-Востока России в условиях региональных и глобальных изменений», 2021-2022). Количество и уровень поддержанных грантов указывает на необходимость возобновления стандартного мониторинга на Колымской водно-балансовой станции.

За 2020-2022 гг. группой проведены полевые работы по восстановлению режимных и специальных наблюдений на Колымской водно-балансовой станции: установлены автоматические логгеры уровня и температуры воды на исторических постах руч. Южный, Северный, Контактный-Нижний, а также установлены осадкомеры на водосборах руч. Северный, Южный и Морозова. Выявлены первые характерные черты процессов формирования стока исследуемого водосбора; ведется отбор проб

жидких и твердых осадков на изотопный состав; проведено исследование и картирование динамики криогенных ландшафтов, в том числе составлен детальный ландшафтный план водосбора ручья Контактного. Научный вклад работы состоит в обновлении информации о ландшафтах КВБС и возможности провести анализ их динамики за последние несколько десятков лет. В связи с репрезентативностью КВБС для горных территорий Северо-Востока данные о мерзлотно-геологических особенностях, почвенном и растительном покровах, особенностях снегонакопления на Колымской водно-балансовой станции в каждом типе ландшафта могут быть использованы на региональном уровне в схожих условиях.

Актуальность изучения гидрологического цикла зоны мерзлоты в условиях изменения климата признается во всем мире. На данный момент в Канаде, на Аляске и в Северной Европе действуют не менее двух десятков научно-исследовательских водосборов. В инструментальных исследованиях процессов гидрологического цикла в холодных регионах Россия значительно отстала за последние 20-30 лет от других северных стран. Хотя самые крупные реки, впадающие в Северный Ледовитый океан, протекают по территории нашей страны, в России нет стационаров, которые бы проводили целенаправленные исследования гидрологических процессов на водосборах зоны многолетней мерзлоты.

Возобновление водно-балансовых наблюдений и организация комплексных исследований мерзлоты, климата, ландшафтов, гидрологических и гидрогеологических процессов на базе КВБС позволят получить современные данные, репрезентативные для малоизученной территории Северо-Востока России в условиях изменений окружающей среды. В будущем КВБС могла бы вернуть статус научно-исследовательского стационара и получить целевое государственное финансирование и спонсорскую помощь предприятий Магаданской области. С учетом слабой изученности региона КВБС имеет перспективы стать востребованным на международном уровне комплексным стационаром для

тестирования моделей природных процессов на масштабах от точечного до регионального, верификации продуктов дистанционного зондирования и базой для междисциплинарных полевых исследований.

Стационар «Анмангындинская наледь»

Анмангындинский тарын – единственный в мире наледный полигон, где динамика наледных процессов изучалась в течение 30 лет, начиная с 1962 г. (далее этот период будем называть историческим). В отдельные годы ледяной массив перелетовывал, т.е. часть льда не стаивала и включалась в очередной цикл наледообразования. По своим морфологическим характеристикам и условиям формирования тарын признан репрезентативным для всей горной части Северо-Востока России (Толстихин, 1974).

Анмангындинская наледь расположена в бассейне р. Анмангында в районе 155-159 км Тенькинской трассы (Магаданская обл.) в 30 км к юго-востоку от пос. Усть-Омчуг. Высоты водосбора р. Анмангында варьируются от 700 до 1850 м. Климат резко континентальный, средняя многолетняя годовая температура воздуха по данным метеорологической станции (м/с) Усть-Омчуг составляет около -11°C (1967–2021 гг.). В самые холодные месяцы (декабрь-январь) температура опускается до -57°C , а в теплые поднимается до $+33.6^{\circ}\text{C}$ (июль). Среднегодовая сумма осадков составляет 342 мм (м/с Усть-Омчуг).

Для бассейна р. Анмангында характерно повсеместное распространение многолетней мерзлоты мощностью от 100 до 450 м, иногда прерывающейся в таликовых зонах (Букаев, 1966). Геологическое строение представлено осадочными породами верхнего триаса, юры и мела.

Анмангындинская наледь по классификации Калабина А.И. относится к категории гигантских, ее объем на период максимального ледозапаса может составлять 11.7 тыс. м³, а площадь 6.8 км². При этом площадь наледной поляны по современным оценкам достигает 7.6 км² (Макарьева и др., 2021), что составляет около 2% от площади водосбора р. Анмангында (376 км²), которым питается наледь.

Долина реки на участке образования наледи имеет трапецеидальную форму с пологими склонами. Протяженность наледной поляны составляет

около 6–7 км, с абсолютной высотой 700–770 м. Склоны покрыты лиственничным лесом на мохово-лишайниковой подстилке, местами кедровый стланик и пятна открытой тундры. Дно долины сложено аллювием, в верхней части он слабо прикрыт кустарничком и моховым покровом. На участках, где лед лежит продолжительное время, образуется кочкарник, а также густой ивняк.

Анмангындинская наледь формируется в виде двух округлых ледяных полей в верхней и нижней частях поляны, которые соединяются небольшим перешейком в ее центре. Максимальная мощность верхней и нижней частей наледи, согласно историческим данным, составляет порядка 4–5 м и 2–2.5 м соответственно.

История стационара «Анмангындинская наледь»

В период с 1962 г. по 1991 г. на наледи проводила исследования специально созданная гидрографическая партия Колымского УГМС. Основной целью исследований в этот период являлось изучение процессов регулирования запасов и стока наледных вод. В задачи входило: изучение динамики роста и таяния наледного тела, межгодовой и внутригодовой площади и объема наледи; измерение стока с бассейна в створах выше (214 км²), ниже наледи (376 км²) и на крупном притоке р. Ольчан (120 км²); изучение характера влияния климатических факторов на процессы образования, роста и разрушения наледи; отбор проб воды на гидрохимический анализ; картирование объекта (Рис. 26). В 1966 г. в верхней части долины р. Анмангынды, которая занята наледью, выполнены геофизические исследования методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) в четырех точках.

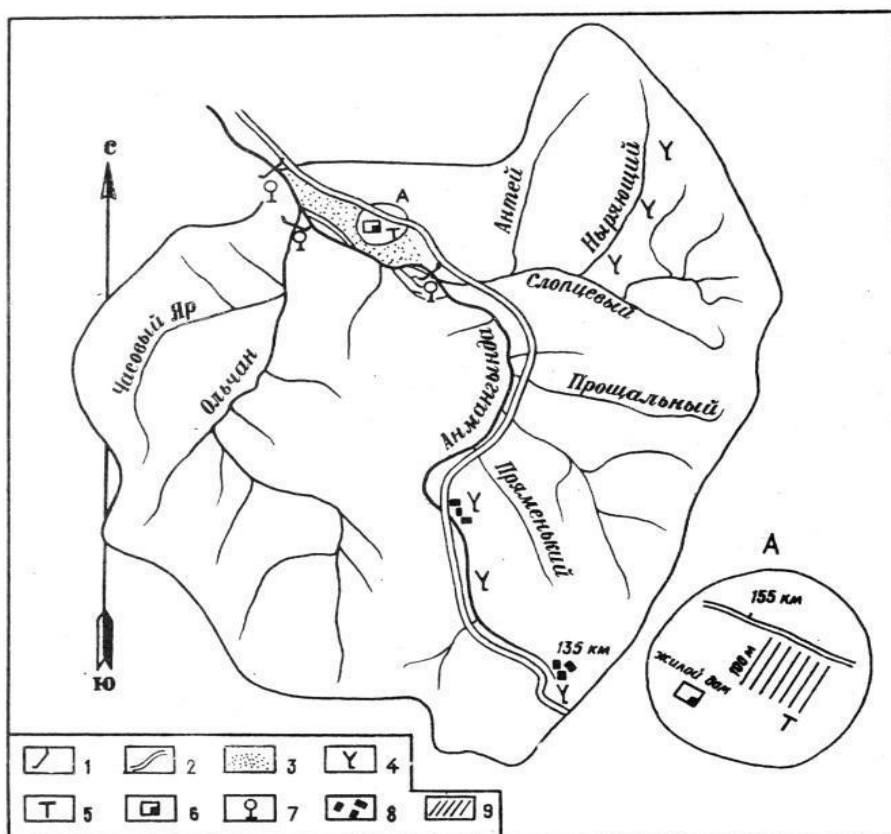


Рис. 1. Схема бассейна р. Анмангында:
 1 - гидрометрические створы; 2 - автодорога Магадан - Усть-Омчуг; 3 - наледь; 4 - суммарные осадкомеры; 5 - метеоплощадка; 6 - база полевой партии; 7 - места взятия проб на химический анализ; 8 - населенные пункты; 9 - участок снегомерной съемки

Рис. 26 Схема проведения работ в бассейне р. Анмангында взята из отчета 1963 г.

Успешное проведение длительных исследований на этом объекте в 60–90-е гг. прошлого века связан скорее всего с тем, что это одна из самых крупных наледей Магаданской области, которая расположена в непосредственной близости от Тенькинской трассы, в 30 км от пос. Усть-Омчуг, и была круглогодично доступна для наблюдений (Рис. 27). Именно это обстоятельство позволило продолжить исследования в современном периоде.



Рис. 27 Вид на Анмангындинскую наледь. а – промытый рекой участок наледи, июль 1964 г.; б – после спада половодья, 1964 г.; в – остаточная наледь, сентябрь 1964 г.; г – вид на наледь вверх по течению в середине августа 1964 г.

Наблюдения на Анмангындинской наледи

Методика и результаты исторических исследований (1962-1991 гг.)

Динамика роста и таяния наледи

Определение размеров наледи и вычисление объема льда проводилось по градуированным вехам, которые были установлены по всей территории наледной поляны на расстоянии 100 и 200 м друг от друга по длине и ширине соответственно. С 1962 по 1967 гг. наблюдения проводились ежедекадно, с ноября 1967 г. по сентябрь 1970 г. – ежемесячно, в 1971–78 гг. – только в период стаивания (начиная с даты максимального объема), в 1978–90 гг. – два раза в год в период максимального (апрель–май) и минимального (сентябрь–октябрь) развития наледи. В данных имеются пропуски, а также материалы пониженной точности. Данные о мощности льда и границы обнаруженных

ледовых образований наносились на картосхему. Картирование производилось в течение одного дня, после чего строился профиль изменений толщины наледи для каждого поперечника. Площадь льда для поперечных профилей определялась с помощью планиметрирования (Рис. 28), а объем льда наледи – графоаналитическим методом.

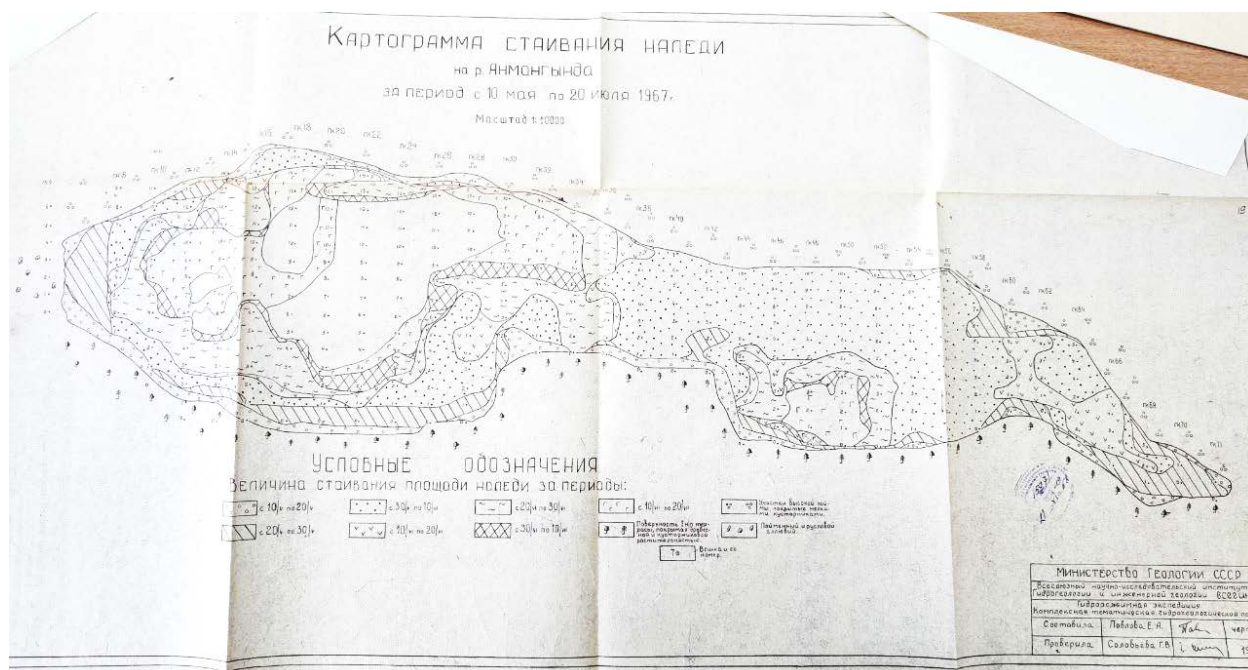


Рис. 28 Картограмма стаивания наледи, построена по данным 1967 г.

В период 1963–1990 гг. максимальная площадь Анмангындинской наледи изменялась от 4.3 до 6.8 км², средняя величина составила 5.5 км², коэффициент вариации – 0.11. Максимальный объем ледяного массива изменялся от 5.3 до 11.7 млн м³, средняя величина составила 8.5 млн м³, а коэффициент вариации – 0.18. Средняя мощность наледи варьировала от 1.29 до 2.28 м. Максимальная мощность льда в отдельные годы достигала 8 м (Алексеев, 2016).

Режим наледообразования существенно меняется с течением времени (Рис. 29). В 1962–1967 гг. до середины октября наблюдалось то образование, то разрушение льда. Так, 10 октября средняя мощность наледи составляла 0.68 м, на 20 октября – 0.85 м; в конце октября за счет неравномерного увеличения

площади и объема толщина льда стала значительно меньше – 0.47 м. В ноябре происходило очень медленное увеличение мощности ледяного покрова – в среднем до 0.50 м. В декабре–феврале осуществлялся активный прирост льда с максимумом в январе. Средняя мощность наледи в эти месяцы составила 0.73, 1.10 и 1.37 м соответственно. В марте процесс наледообразования замедлился, в апреле возник второй пик прироста льда. Средняя мощность льда в марте, апреле и мае составила 1.50, 1.69 и 1.79 м.

За период 1963–1990 гг. средняя мощность льда на дату максимального развития наледи изменялась от 1.12 до 1.82 м, в среднем составила 1.54 м, коэффициент вариации 0.12. Максимальная мощность льда к началу периода абляции составляла от 4.0 до 5.2 м, в среднем 4.6 м. В некоторые годы (1967–1968 гг.) происходило асинхронное сокращение площади и объема наледи, в таком случае средняя мощность льда в некоторые периоды абляции увеличивается. Например, к 10.06.1967 г. максимальная площадь льда с 30.04.1967 г. сократилась уже в 2 раза (с 6.55 км² до 3.34 км²), а объем уменьшился только на 40% (с 11,7 млн м³ до 7,09 млн м³), за счет этого средняя мощность наледи составила 2.12 м, превысив среднюю мощность на дату максимального развития (1.79 м) на 0.33 м.

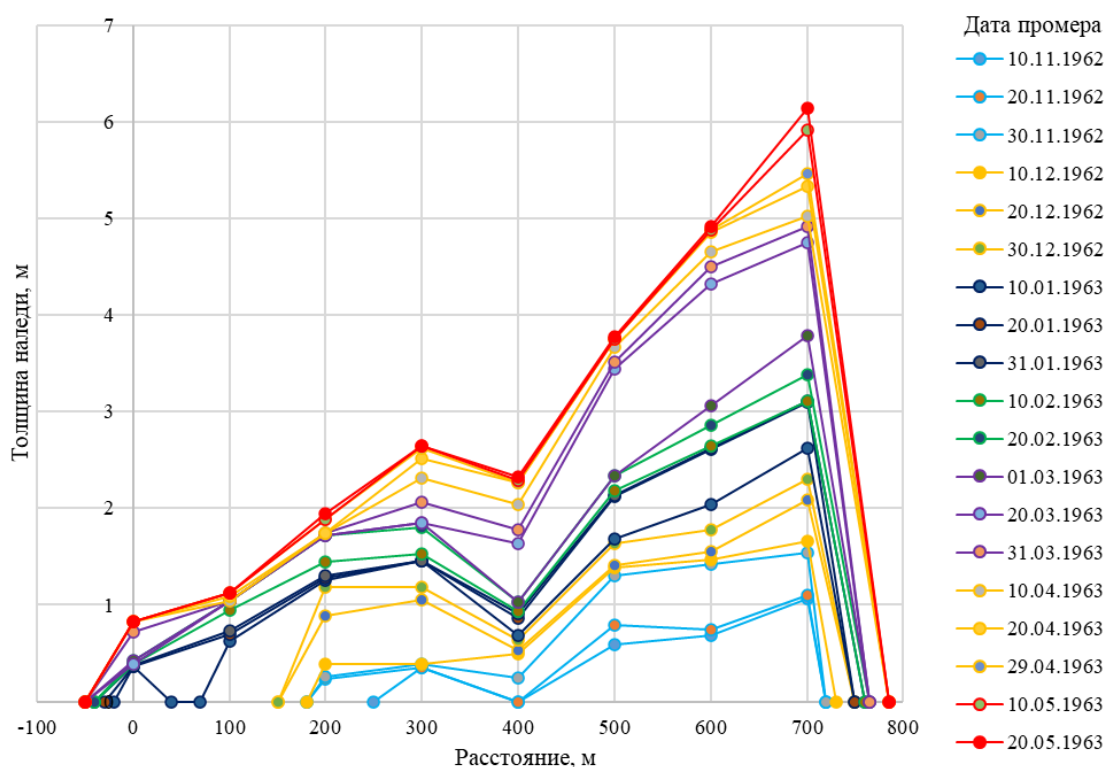


Рис. 29 Динамика толщины наледи в стадию роста в период 1962/1963 г.

Гидрометеорологические исследования

Изучение процессов формирования стока и влияния климатических факторов на режим наледи было одной из главных задач. Наблюдения производились в соответствии с действующими наставлениями и рекомендациями Гидрометеослужбы. Для измерения осадков применялись осадкомеры Третьякова и суммарные осадкомеры, установленные по двум разрезам: в верховьях р. Анмангында и в бассейне руч. Нырьющего на различных высотах. Съём показаний осадков производился ежемесячно и в день первого выпадения твердых осадков. Осадки по осадкомеру Третьякова, установленному на метеоплощадке станции Наледная, снимались ежедневно в 7 и 19 часов. Для оценки снегозапаса и его формирования, а также для определения аккумуляции снега на поверхность наледи производились снегомерные съемки. Маршруты намечались с таким расчетом, чтобы в него входили все ландшафтные зоны: лес, редколесье и каменные осыпи. Высота снежного покрова определялась через 50 м, плотность – через 500 м.

Наблюдения за продолжительностью солнечного сияния проводились с помощью гелиографа в период 1963–1966 гг.

Начало и окончание «наледного года» связывали с датой перехода среднесуточной температуры воздуха через ноль в сторону отрицательных значений. Согласно наблюдениям, интенсивный рост наледи по площади начинается с момента ее возникновения во второй половине октября и продолжается до конца февраля. К этому времени образуется ее основная часть (85 %) (Букаев, 1966). При этом нарастание объемов в период октябрь—ноябрь происходит медленно, а начиная с декабря – интенсивно. Максимальных размеров наледь достигает в первой половине мая. Усиленное таяние начинается в третьей декаде мая и продолжается до конца июня, в августе оно резко замедляется, а в сентябре затухает. Убывание наледи по площади в мае составляет 15–26% от первоначальной площади, в июне – 65–70%, в августе 96–98% (Букаев, 1966). В первые 10 суток после начала таяния наледи наледный сток колеблется в пределах 0.3–2.2 мм слоя (Лебедев, 1969). В июне наблюдается наибольшая водоотдача с наледи (10-14 мм слоя), что составляет 10–20% от общего стока реки. В июле слой стока с наледи составляет 4–5 мм, в августе 1–2 мм, в сентябре – 0.1–0.9 мм (Лебедев, 1969).

В целом, доля наледной составляющей в общем речном стоке на р. Анмангында за теплый период составляет около 8–10%, а в годовом стоке 7–9% (Лебедев, 1969). Разница между объемами аккумулятивной наледи и талой наледной воды близка к нулю. Согласно данным (Лебедев, Ипатьева, 1980) в период 1967–1975 гг. перелеток в среднем составлял 1–4% максимального объема.

Термический режим вод

В осенне-зимний период неоднократно проводились термические съемки речной сети, а также велись наблюдения за температурой воды с целью исследования режима источников. Результаты наблюдений показали, что температура воды равномерно снижалась от +3...+4°C в октябре до

+0.8...+0.3°C в ноябре и оставалась на таком уровне до начала весеннего половодья, вне зависимости от температуры воздуха. Большая часть полевых материалов многолетних исследований была утрачена и нигде не опубликована. Сохранились данные термальной съемки за 1965 г. и ежедневных наблюдений на верхнем створе р. Анмангында за период 1962–1963 гг.

В гидрометрическом створе Анмангында – 159 км, расположенном в 6 км ниже по течению, и на крупном притоке р. Ольчан производились режимные наблюдения за температурой воды. На Рис. 30 приведены средние значения температуры воды на ближайших водных объектах к р. Анмангында подекадно за период сентябрь–октябрь. В этот период поверхностное питание практически прекращается, сток сохраняется за счёт русловых и подрусовых запасов вод. Из рисунка видно, что во всех случаях температура воды р. Анмангында ниже, чем температура на других водотоках (Рис. 30).

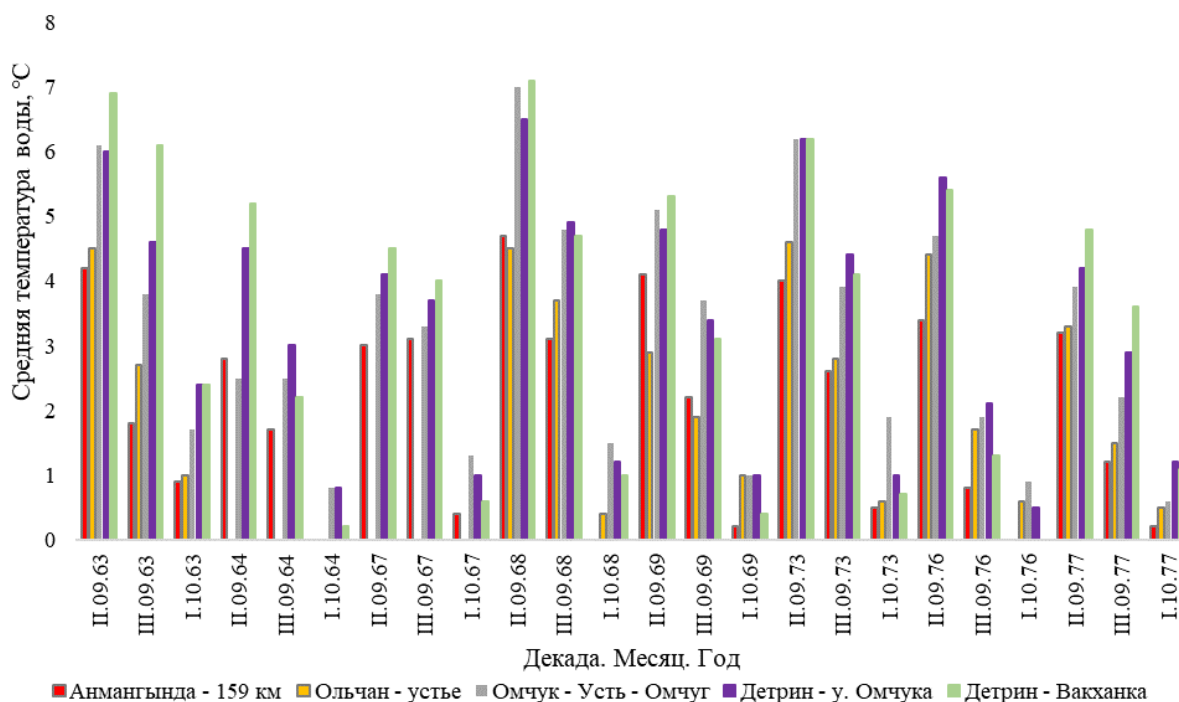


Рис. 30 Термический режим р. Анмангында и ближайших водотоков.

Гидрохимические исследования

Отбор проб воды на химический анализ проводился у нижней и верхней границ наледи, здесь же определялась концентрация ионов водорода и

изучался химический состав белого наледного налета. Результаты исследования привели к спору о генезисе Анмангындинской наледи среди ученых. Согласно В.М. Лебедеву (1969) главная роль в питании наледи принадлежит верхним горизонтам грунтовых вод (надмерзлотным водам), не имеющим связи с межмерзлотными и подмерзлотными водами. Предположение высказано на основании анализа химического состава воды источника выше наледи и речных вод ниже наледи, белого мучнистого наледного налета, состоящего из двуокиси кремния (SiO_2) (по своему происхождению представляющего тончайшие речные наносы), а также исходя из режима источника, расход которого равномерно убывает в течение зимнего периода. По мнению В.М. Лебедева (1969), весной и летом грунтовые воды пополняются за счет таяния снега и дождей, зимой они расходуются на питание наледи и на поддержание подруслового потока. В публикации И.Н. Папернов (1970) сделан вывод о том, что питание источника формируется за счёт разгрузки подруслового надмерзлотного талика, который заполняется в тёплый период атмосферными осадками, и начинает срабатываться после прекращения склонового притока в осенний период.

Согласно Н.А. Букаеву (1966), питание наледи на 90–92% осуществляется за счет дебита глубинных вод. В 1963 г. в июне исследователь заметил, что в 1.5 м трещине наледного льда на тополе была зеленая листва, что подтверждает наличие талика под наледью. Также отмечает, что источник, находящийся на линии разлома в месте впадения ручья Слипцового в р. Анмангынду, образован подмерзлотными водами. На это указывает постоянная положительная температура воды и распространение в районе выхода источника темно-зеленых водорослей, которые бурно развиваются в течение всей зимы. Малую минерализацию вод источника следует объяснить тем, что питание подмерзлотных вод осуществляется за счет поверхностных и надмерзлотных вод, проникающих по трещинам глубоких разломов, а также слабым выщелачиванием твердых пород.



Рис. 31 Пар над Анмангындинской наледью, март 1985 г. Фото Е. Бояринцева.

Геофизические исследования

Геофизические исследования, проведенные осенью 1966 г., по предварительному анализу показали наличие многолетнемерзлых пород под слоем аллювия, мощностью 2–20 м, ниже которых находятся водонасыщенные коренные породы. Но результаты поставлены под сомнение в связи с недостаточной геологической и гидрогеологической интерпретацией полученных данных.

Современные наблюдения на стационаре «Анмангындинская наледь»

С 2020 года сотрудниками Санкт-Петербургского государственного университета ведутся работы по возобновлению мониторинга динамики наледообразования (Рис. 32), состояния мерзлоты и гидрологических процессов на водосборе Анмангындинской наледи, включая регулярные наблюдения за стоком воды на трех гидрологических постах (выше, ниже

наледи и на крупном притоке – р. Ольчан). В задачи также входит картирование объекта с помощью беспилотного летательного аппарата (БПЛА); дешифрирование наледи на спутниковых снимках Landsat и Sentinel; определение мощности льда в дискретных точках с помощью высокоточных GNSS приемников; отбор проб воды и льда для определения изотопного и гидрохимического состава.

В 2021 и 2022 гг. выполнены геофизические исследования методом георадиолокационной съемки, методом зондирования становления поля в ближней зоне, выполнена электротомография, бесконтактное электропрофилирование; оборудованы гидрогеологические и термометрические скважины в разных частях бассейна р. Анмангында, в том числе на участке образования наледи.

Исследования методом ДЗЗ

Новые технологии позволяют собирать и анализировать информацию в несколько раз быстрее, чем это было в прошлом веке. Например, дешифрировать различные объекты по спутниковым снимкам, в том числе и наледи. Метод дистанционного зондирования Земли был использован для предварительной оценки состояния бассейна р. Анмангында и динамики Анмангындинской наледи. Он основан на анализе нормализованного разностного снежного индекса NDSI, пороговое значение которого равняется 0.4 (Hall et al., 1995), установке пороговых значений 0.3 и 0.04 для нормализованного разностного водного индекса NDWI и коэффициента отражения в ближнем ИК-канале соответственно. Также проводилось уточнение контуров наледи - удаление покрытых снегом областей, удаление покрытых льдом участков русел реки.

За период 2000–2021 гг. по данным космических снимков Landsat и Sentinel собрана информация о динамике площади наледи в теплый сезон года. В общей сложности проанализировано 136 снимков. Результаты показали, что максимальная площадь Анмангындинской наледи в 2000–2021 гг.

варьировалась в пределах 3.5–5.4 км², средняя величина составила 4.7 км², коэффициент вариации – 0.12.

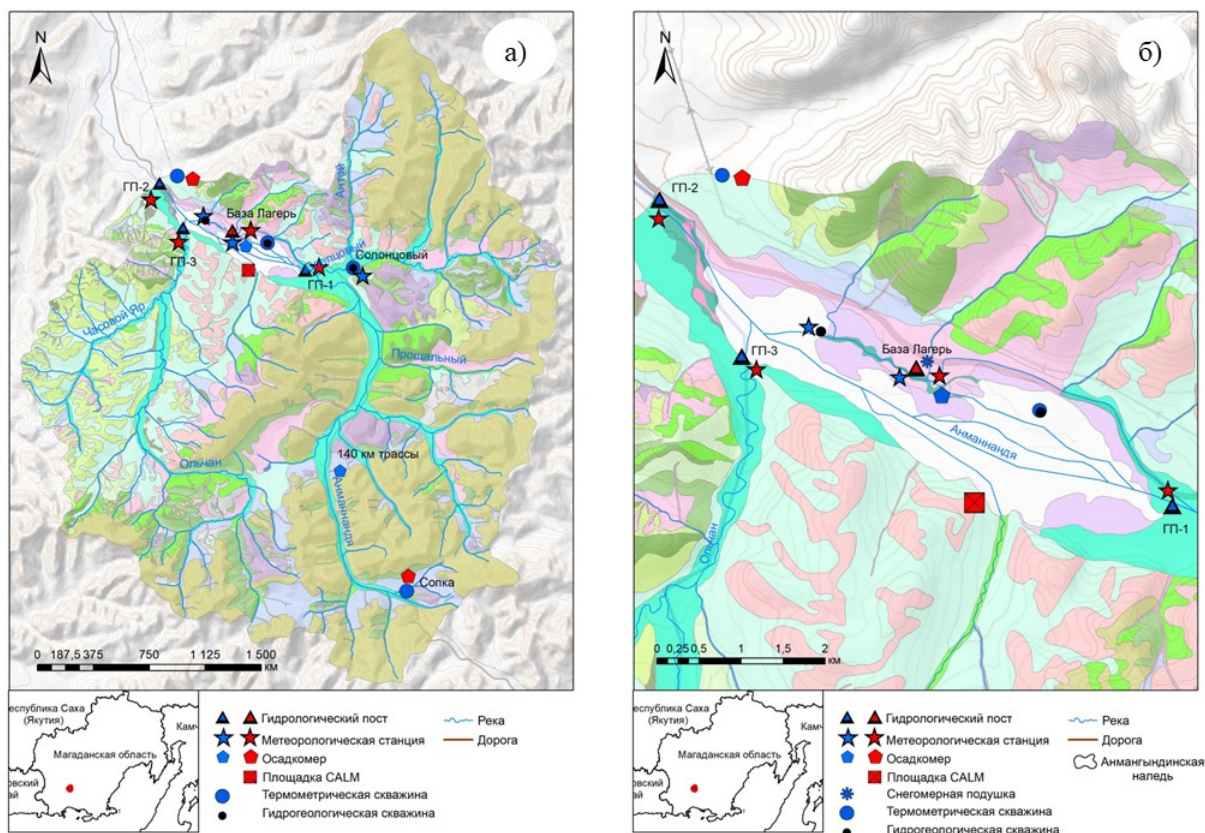


Рис. 32 Сеть наблюдений в бассейне р. Анмангында. Цвет объекта обозначает год установки оборудования: синий – 2021 г.; красный – 2022 г. а) общая схема бассейна р. Анмангында; б) оборудование вблизи Анмангындинской наледи.

Картирование ледовых явлений выполняется с помощью беспилотного летательного аппарата (БПЛА), на котором отчетливо видны разливы воды на поверхности льда, места образования бугров пучения, широкие трещины. В период с июля 2020 г. по февраль 2022 г. съемки проводились раз в месяц в стадию формирования наледи и два и более раз в стадию разрушения. Всего получено 18 снимков, по которым можно определить площадь. С 25 мая 2021 г. на БПЛА установлена GNSS антенна, которая позволила оценить объем наледи (9 снимков). Методика обработки материалов БПЛА основана на фотограмметрическом анализе, сопоставлении данных GNSS приемника и антенны беспилотника, а также уточнении координат центров снимков по

наземным опознавательным знакам. Полученные результаты представлены в Рис. 33, Табл. 9.

Табл. 9 Площади и объемы наледей, полученные по результатам обработки съемок БПЛА.

Дата съемки	Площадь, км ²	Объем, млн. м ³	Средняя мощность, м
04.07.2020	0.65		
15.07.2020	0.31		
24.05.2021	3.83	5.41	1.41
28.06.2021	1.29	1.34	1.04
03.07.2021	0.91	0.80	0.89
12.07.2021	0.45	0.32	0.72
24.07.2021	0.22	0.12	0.58
31.07.2021	0.12	0.07	0.58
15.08.2021	0.06	0.03	0.62
07.09.2021	0	0	0

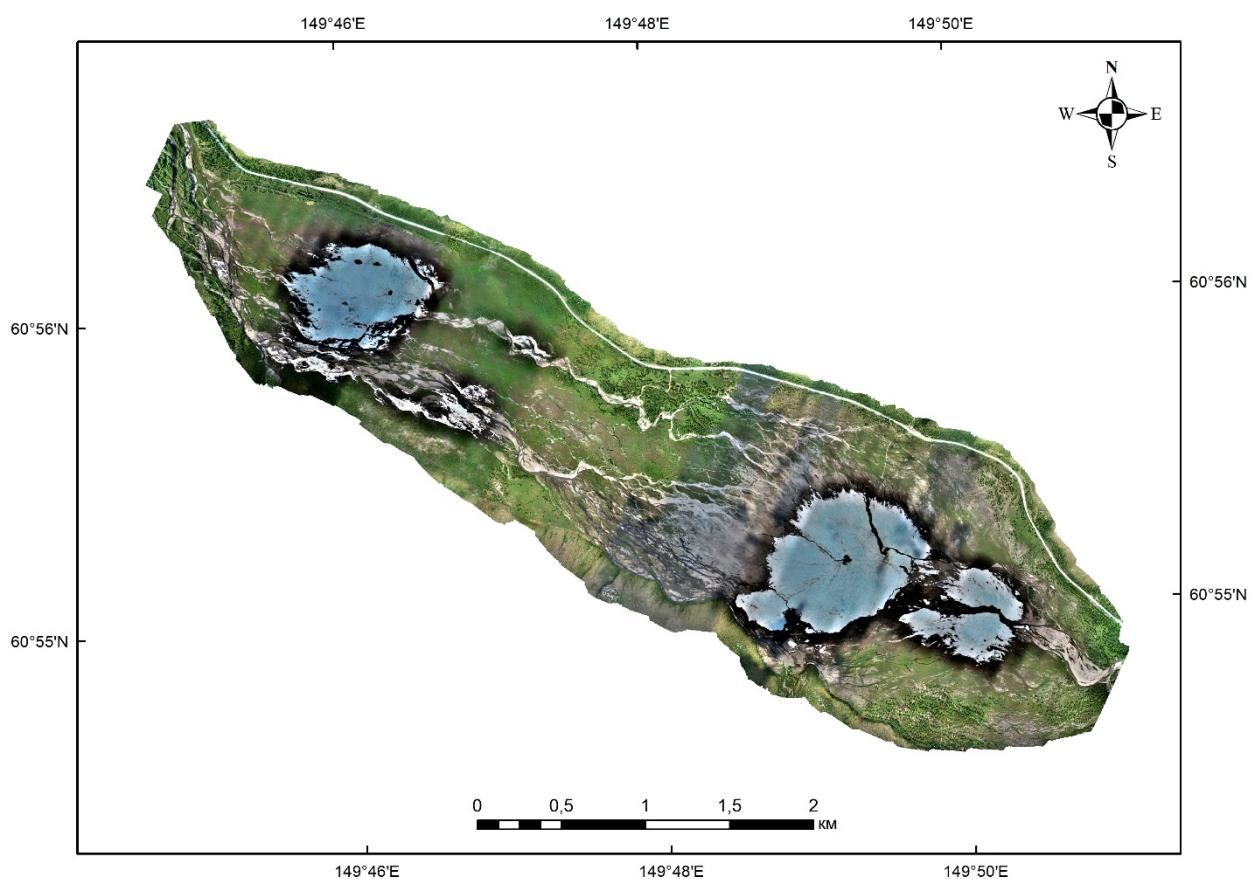


Рис. 33 Ортофотоплан наледной поляны Анмангындинской наледи 28 июня 2021 г.

Предварительно при помощи расчетного метода была проведена оценка объема наледи на основе данных о ее площади за 2000–2021 гг., так

максимальная величина варьируется в пределах 5.0–8.2 млн м³ со средним значением 7.1 млн м³ и коэффициентом вариации 0.13.

Динамика роста и таяния наледи

Наблюдения за динамикой мощности льда в разные сезоны года в настоящее время выполняется с помощью двух GNSS приемников, один из которых работает в режиме базовой станции, а другой в режиме ровера (RTK). На наледной поляне в 2020–2022 гг. были выбраны три профиля для мониторинга толщины наледи: в верхней части 2 штуки, длиной 1 570 и 1 510 м, расстояние между которыми изменяется от 200 до 350 м; в нижней – 1, длиной 680 м. В каждой точке профиля выполняются измерения плановых и высотных координат, точность вертикальных отметок составляет до 5 см. До мая 2021 г. в тех же точках измерения проводились при помощи нивелира Leica. Проведенные параллельно разными методами наблюдения позволили сопоставить данные и провести анализ за более длительный период. С сентября 2020 г. по май 2021 г. выполнено 17 съемок с помощью нивелира (вертикальная точность составляет 1.9 мм), а с мая 2021 г. по февраль 2022 г. – 20.

Формирование наледи начинается с наступлением устойчивых морозов, когда средняя суточная температура воздуха переходит через 0°C и слой почвы промерзает на глубину 15–20 см. При этом вначале лед образуется на поверхности русловых отложений в пределах осушенных каналов стока, а также вдоль берегов и на льду промерзающих мелководных потоков. Затем лед постепенно распространяется на всю пойму, занимая пространство от борта до борта долины. В периоды потепления рост льда прекращается или значительная часть его стаивает за счет воздействия солнечной радиации и термомеханического воздействия речных вод. В первые месяцы зимы площадь наледи растет значительно быстрее, чем ее объем, так как вышедшая на поверхность вода свободно растекается по поверхности наледной поляны,

долго не замерзая. С усилением морозов длина пути наледеобразующих вод до места ее полной кристаллизации сокращается, в результате чего вода намерзает преимущественно вблизи очагов разгрузки, что приводит к неоднородности распределения мощности ледяного массива (Рис. 34).

Обычно на ледяном поле к весне формируется несколько таких аномальных зон, часть из которых год от года смещается без определенной закономерности. В конце декабря наледь занимает примерно 50%, а объем лишь 10–15% от максимальных в году значений. В январе скорости нарастания площади и объема выравниваются, а с февраля увеличение объема преобладает над увеличением площади. Перед началом снеготаяния прирост объема и средней мощности льда стабилизируется, в отдельные годы даже прекращается, но затем вновь увеличивается за счет намораживания атмосферных осадков и талых снеговых вод. Максимальных размеров наледь достигает в период с 24 апреля по 22 мая (в среднем 4 мая).

В начале октября 2020 г. наледная поляна была свободна от льда, формирование наледи началось только с середины месяца и протекало медленно, в конце декабря средняя мощность наледи достигла 0.89 м с максимальной величиной 2.04 м. В середине января 2021 г. среднее значение толщины льда составило 0.96 м при максимуме 2.57 м. В феврале наблюдался активный прирост мощности в верхней части наледной поляны, сопровождающийся образованием бугров пучения; в нижней части ледяной массив остался практически без изменений. Средняя толщина льда за этот месяц составила 1.41 м, а максимум достиг 3.76 м. В марте наледь находилась в относительном покое. В начале апреля активизировался выход подземных вод на поверхность льда; в одном из бугров пучения скорость изливающегося потока воды составила 0.3 м/с. Средняя толщина льда в этом месяце достигла 1.63 м при максимуме 4.09 м. После перехода средней суточной температуры воздуха через 0°C в конце апреля началось таяние льда, однако несмотря на это в ночное время на некоторых участках продолжалось нарастание мощности ледяного массива. В результате 14 мая средняя толщина льда

составила 1.76 м, а максимум достиг 4.44 м. Уменьшение мощности ледяного покрова по всем профилям было зафиксировано по наблюдениям 25 мая.



Рис. 34 Вид на Анмангындинскую наледь в период полевых работ. а – молодые ученые на вершине ледяного бугра, ноябрь 2020 г.; б – наблюдение за стоком наледных вод, май 2021 г.; в – остаточная наледь в толще бугра пучения, июнь 2021 г.; г – вид на наледь в середине июля 2021 г.

За сезон 2021/2022 гг. на Анмангындинской наледи выполнено 55 полевых маршрута по наблюдению за изменением толщины льда. Всего выбрано 10 поперечных профилей через наледную поляну длиной от 600 м до 1.6 км, из которых 3 являются основными. Расстояния между наблюдательными точками изменяется в пределах 30–70 м для одного профиля, количество точек варьируется от 21 до 78, общее количество точек отсчета, расположенных по всей наледной поляне, составило 541.

Поверхность земли осложнена уступами, разветвленными руслами реки, буграми пучения. В следствии чего толщина наледи неравномерно изменяется в разных точках (Рис. 35). Наибольшая измеренная толщина наледи в 2022 г. в

одной точке составила 3.46 м в нижней части наледной поляны. При этом наибольшая средняя толщина льда по всему профилю наблюдалась в верхней части поляны и была 2.3 м. В среднем прирост льда в сутки составляет 1.55 см, а максимальное увеличение 4.45 см.

На одном из профилей, где средняя толщина льда на начало мая была 1.54 м, лед полностью растаял в первую неделю июля. Полностью наледная поляна освободилась ото льда в начале августа.

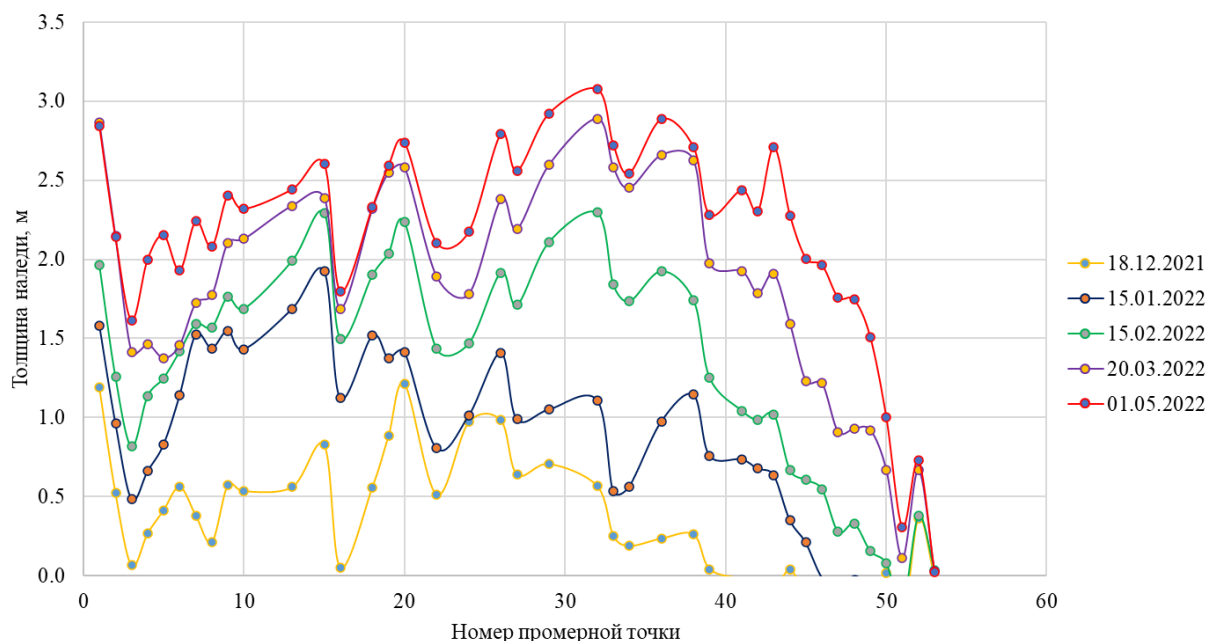


Рис. 35 Динамика толщины наледи в стадию роста в период 2021/2022 г.

До 1990 г. Анмангындинская наледь была перелетовывающей – до 10% ее площади (в среднем 1 – 4 %) не успевала разрушиться и включалась в новый цикл наледообразования. Например, 30 августа 1965 г. площадь наледи составляла 0.68 км², 15 сентября 1968 г. – 0.3 км². Период существования наледи со дня начала таяния до полного исчезновения составлял в среднем 144 дня. В 21 веке наледная поляна, согласно данным, полученным по космическим снимкам, полностью освобождалась ото льда в конце августа – начале сентября. Период разрушения ледяного массива сократился в среднем на 34 дня. Это связано с двумя обстоятельствами. Во-первых, в 1963–1970 гг. средняя максимальная площадь наледи составляла 5.9 км², а в 2000–2021 гг. – 4.7 км² (на 20 % меньше). Во-вторых, за последние 50 лет температура воздуха

в мае-августе повысилась на 1.3, 0.6, 1.2 и 0.8°C соответственно. При этом дата перехода температуры воздуха через ноль градусов в сторону положительных значений практически не изменилась, хотя диапазон ее смещения достигал 30 дней – от 24.04 в 1986 г. до 22.05 в 1987 г. В среднем дата начала таяния ледяного покрова приходится на 5 мая.

В первые 15 дней от начала таяния потери льда составляли примерно 10% от максимальной площади. Интенсивное разрушение льда происходило в основном по периферии тарына, где радиационное воздействие усиливается адвективными потоками воздуха с прилегающих склонов. В конце мая – начале июня площадь и объем наледи резко сократились под влиянием талых наледных вод и вод речного половодья, которые прорезали ледяной массив в разных местах, эродировали его с боков и снизу и расчленили на крупные блоки. В это время разрушается от 30 до 50% объема льда.

В июле–августе, несмотря на более высокую среднюю месячную температуру воздуха, процесс абляции замедляется в связи с тем, что блоки льда осушаются и их термомеханическое разрушение уже не происходит.

Неоднородность динамики морфометрических характеристик Анмангындинской наледи в теплый период года определяется, с одной стороны, явно выраженным потеплением климата в регионе, а с другой – непредсказуемым термоэрозионным воздействием мигрирующих потоков подземных, талых наледных и речных вод половодья и паводков. На рис. 4 показано изменение площади тарына в процессе его разрушения за годы натуральных наблюдений. Видно, что диапазон величин на определенную дату от начала таяния очень широк. При этом средние их значения близки к кривой распределения, полученной Б.Л. Соколовым при обобщении материалов измерений по всем наледным регионам России и Северной Америки.

В 2000–2021 гг. величина средней мощности ледяного массива была рассчитана как частное от объема наледи, полученного по формуле 1, к площади наледи по спутниковым и БПЛА снимкам. Значения мощности льда

колебались от 1.42 до 1.55 м при среднем значением 1.49 м (коэффициент вариации 0.05).

В работе (Makarieva, et al., 2021) был рассчитан коэффициент стаивания льда, который в июле 2020 г. составил 7.7 см/сут, в 2021 г. среднее значение 5.2 см/сут, а максимальная величина – 7.4 см/сут.

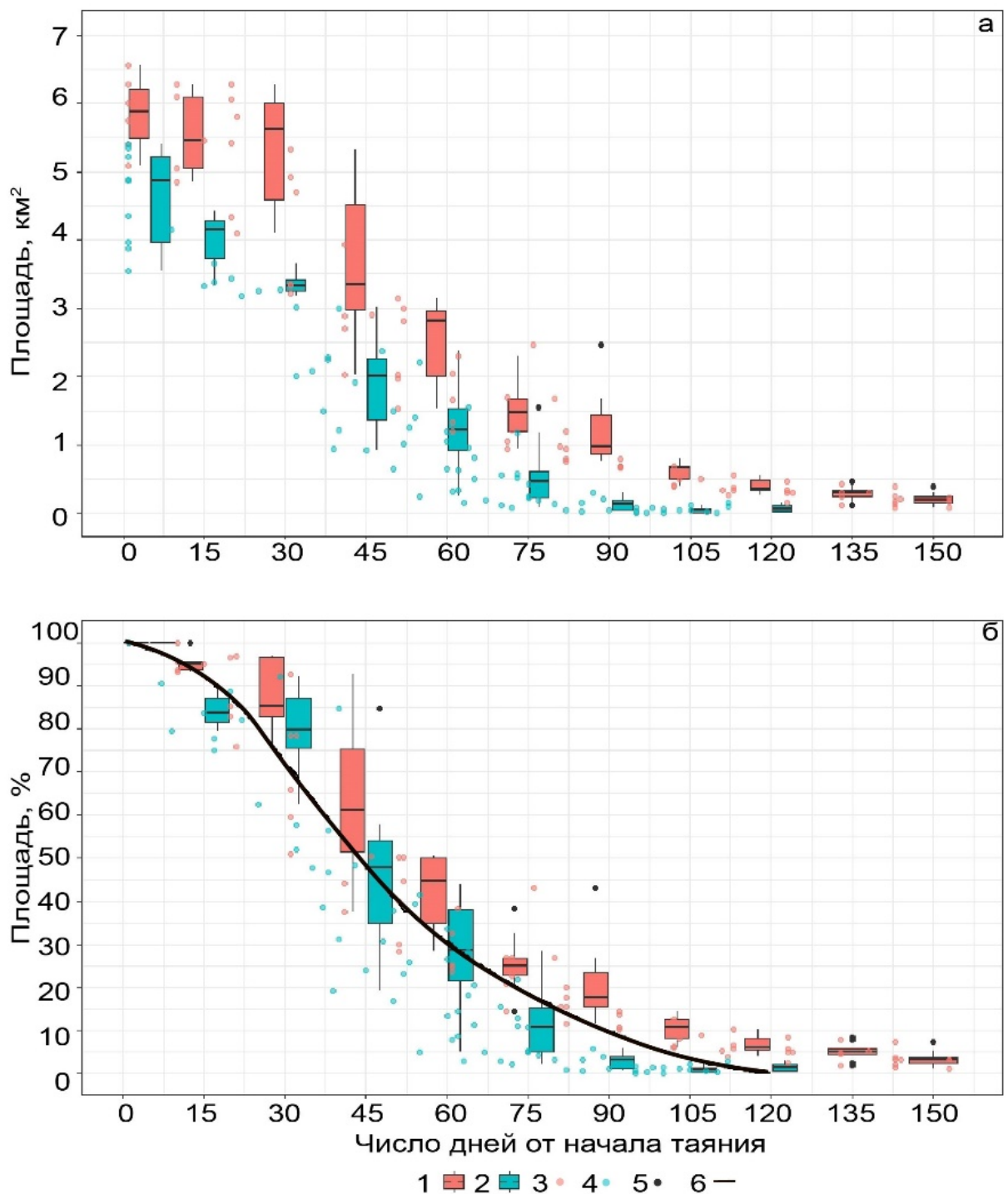


Рис. 36 Изменение площади Анмангындинской наледи в теплый период года, выраженное в абсолютных (а) и относительных (б) значениях. 1, 3 – исторические данные (1963–1968 гг.); 2, 4 – данные по современным спутниковым снимкам (2000–2021 гг.). Нижний и верхний края «ящика с усами» – первый и третий квартили соответственно; центральная линия – медиана; «усы» соответствуют минимальному и максимальному значениям, не более полутора межквартильных размахов, 5 – выбросы (измерения, выходящие за данный интервал), 6 – кривая сокращения относительной площади для наледей площадью 0,6–23,0 км² (Соколов, 1975).

Табл. 10 Многолетняя динамика характеристик Амангындинской наледи
1963–2021 гг

Дата максимального развития наледи	Площадь, км ²	Объем, млн м ³	Средняя мощность льда, м	Дата самого позднего весеннего снимка	Площадь, км ²	Объем, млн м ³	Средняя мощность льда, м
29.04.1963	5,99	10,19	1,70	07.05.2000	5,40	8,24	1,53
30.04.1964	6,27	9,39	1,50	13.05.2002	5,23	7,95	1,52
20.05.1965	5,39	9,81	1,82	25.05.2003	5,24	7,96	1,52
10.05.1966	5,08	8,95	1,75	29.05.2008	4,24	6,23	1,47
10.05.1967	6,55	11,70	1,79	25.05.2009	4,32	6,36	1,47
30.04.1968	5,75	9,61	1,67	26.04.2010	5,34	8,14	1,53
16.05.1970	6,28	10,50	1,67	08.05.2012	5,22	7,92	1,52
06.05.1977	5,72	9,20	1,61	12.05.2013	5,02	7,59	1,51
08.05.1978	6,75	9,20	1,36	15.05.2014	4,92	7,40	1,50
11.05.1979	5,16	7,80	1,51	18.05.2015	4,88	7,34	1,50
25.04.1981	5,05	8,54	1,69	16.05.2016	5,00	7,54	1,51
25.04.1982	4,56	7,62	1,67	01.05.2017	3,54	5,05	1,42
27.04.1983	5,20	7,20	1,38	08.05.2018	3,97	5,76	1,45
24.04.1984	5,70	8,20	1,44	11.05.2019	4,35	6,42	1,47
26.04.1985	5,20	6,50	1,25	15.05.2020	3,87	5,59	1,45
30.05.1986	5,20	5,80	1,12	07.05.2021	4,86	7,30	1,50
28.04.1987	5,01	6,86	1,37	24.05.2021	3,64*	5,21	1,43
24.05.1990	4,34	6,38	1,47			4,85*	1,33*

Примечание: * – данные по съемке БПЛА

Гидрометеорологические исследования

Изучение процессов формирования стока и влияния климатических факторов на режим наледи по-прежнему остается одной из главных задач. В период с 4 по 18 июля 2020 г. на трех гидрологических постах измерение расходов воды выполнялось ежедневно; с помощью логгеров получены часовые данные об уровне и температуре воды; в пределах наледной поляны установлены метеостанция и осадкомер, регистрирующие часовые данные

температуры воздуха, давления и количества осадков. Так, за этот период вклад наледи в питание реки составил 3.2%. Наблюдения за стоком с октября 2020 г. выполняются в теплый период (так как в зимний период промерзают до дна) на посту, расположенном ниже наледи и на крупном притоке р. Ольчан, круглогодично – на посту выше наледи, а также на участке реки в середине наледной поляны, где сама наледь не образуется.

Дополнительно сведения о температуре воздуха были получены с автоматических осадкомеров НОВО, которые были установлены в летний период на разных высотах в пределах бассейна р. Анмангында.

В августе 2021 г. были пробурены и оборудованы три гидрогеологические скважины, две из которых расположены в разных частях наледной поляны гигантской наледи, а третья – в долине р. Солонцового, правого притока р. Анмангында (Рис. 37). Скважины оборудованы фильтрами и греющим кабелем. Для мониторинга уровня и температуры подземных вод используются логгеры НОВО U20L-04, частота записи данных составляет 4 часа. Проведен предварительный анализ данных об уровнях и температуре подземных вод.

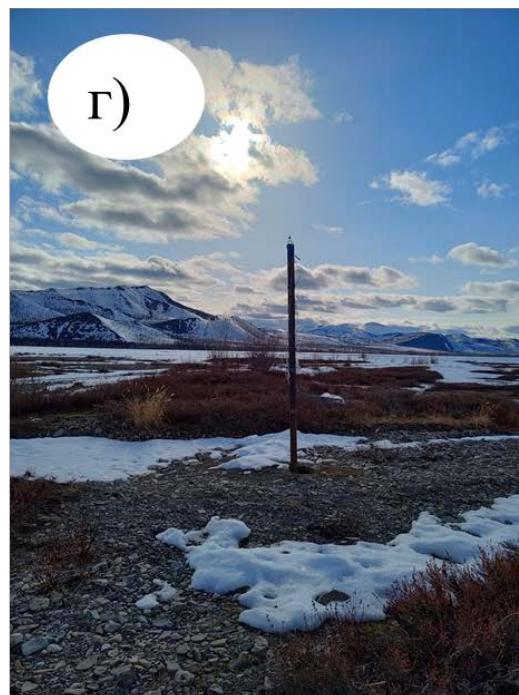


Рис. 37 Гидрогеологические скважины: Верхняя (а – сентябрь 2021 г., в – 02.05.2022 г.) и Нижняя (б – сентябрь 2021 г., г – 10.05.2022 г.).

На полигоне Анмангындинской наледи с сентября 2021 г. функционируют четыре скважины глубиной от 5 до 15 м. Скважины оборудованы термокосами и логгерами. Запись температуры грунта на различных глубинах производится автоматически каждые 4 часа.

Скважина «Наледь» интересна своим расположением в районе наледообразования (Рис. 38). Сложность формирования температурного режима пород наледных полей заключается в неоднородности формирования в них стока. Подземные воды, разгружающиеся в данной области и формирующие саму наледь, имеют температуру близкую к нулю вследствие непосредственной близости многолетнемерзлых пород, которые имеют на территории исследования сплошное распространение. И наоборот, ММП, находящиеся в разрезе наледной поляны, имеют высокую температуру (0...-0.3°C). Полученные данные позволяют говорить, что кровля ММП в данной конкретной точке залегает на глубине 8.5 м. Промерзание начинается в октябре как с поверхности земли, так и с кровли ММП, и заканчивается в ноябре на глубинах 4 и 5 м соответственно. На глубинах 4-5 м предположительно находится растепляющий канал фильтрации подземных вод в аллювии, на кровле которого вплоть до июля существует козырек сезонно-мерзлого слоя ξ (СМС), изолирующий нижележащую толщу от проникновения поверхностных вод. Когда данный фрагмент СМС вытаивает в августе, поверхностные воды обеспечивают конвекцию тепла на глубины 2-4,5 м, из-за чего самая высокая температура пород на данных глубинах достигается не в августе, как следовало предположить, а в сентябре.



Рис. 38 Вид на термометрическую скважину в районе наледной поляны.

В апреле 2021 г. в различных ландшафтах наледной поляны была проведена снегомерная съемка с помощью весового снегомера ВС-43. Во время маршрутных съемок высота снега фиксировалась через каждые 10 м, а плотность снега – через каждые 50 м. Запас воды в снежном покрове 13.04.2021 г. составило 47.2 мм.

Перед началом полевого сезона 2021/2022 г. была установлена снегомерная подушка для измерения веса снежного покрова на поверхности размером 1 м². За период 20 января – 9 мая 2022 г. было проведено 13 измерений. В мае 2022 г. во время получения данных со снеговой подушки проводилось также измерение высоты и плотности снежного покрова с помощью рейки или весового снегомера.

Максимальный измеренный вес был зафиксирован 03.05.2022 г., при высоте снега 39 см он составил 95.1 кг, а наименьший 66.7 кг – 20.01.22 г. при высоте снега 45 см. Со 2 по 9 мая плотность снега изменялась от 0.271 до 0.355 г/см³ (Табл. 11 Динамика характеристик снежного покрова за январь – май 2022 г. по данным наблюдений.). Содержание воды в твердых осадках за

первые пять месяцев 2022 г. составило 103.9 мм. По данным м/с Усть-Омчуг снежный покров установился 1 октября 2021 г. и полностью растаял 2 мая 2022 г., максимальная средняя месячная высота снежного покрова (30.4 см) наблюдалась в апреле. За этот период (1 октября 2021 г. – 2 мая 2022 г.) выпало 213 мм осадков.

Табл. 11 Динамика характеристик снежного покрова за январь – май 2022 г. по данным наблюдений.

Дата измерения	Высота снега, см	Вес снега по снегомерной подушке, кг	Плотность снега по снегомерной подушке, г/см ³	Плотность снега по ВС-43, г/см ³	Влагозапас по ВС-43, мм
20.01.2022	45	66.7	0.148		
14.02.2022	-	79.8	-		
20.03.2022	58.6	87.5	0.149		
24.03.2022	57.8	90.2	0.156		
30.04.2022	50	81.4	0.163		
02.05.2022	44	92.8	0.211		
03.05.2022	39	95.1	0.244	0.271	103.9
04.05.2022	35	91.1	0.260	0.269	80.8
06.05.2022	29	78.7	0.271	0.283	69.5
07.05.2022	29	74.8	0.258	0.264	63.5
07.05.2022*	10	3.5	0.035	0.006	0.6
08.05.2022	31	80.7	0.260	0.327	88.5
09.05.2022	26	71.2	0.274	0.355	64.0

* свежевыпавший снег.

Картирование мерзлотных ландшафтов бассейна р.

Анмангында

Согласно районированию по Ландшафтной карте СССР масштаба 1:2 500 000 (1980) территория водосборного бассейна Анмангындинской наледи находится в пределах горно-редколесных и стланиково-редколесных ландшафтов горных сооружений высотой от 800 до 1500 м (низкие, средние и высокие горы) сплошного распространения многолетнемерзлых пород

(ММП). Общая площадь картируемой территории водосборного бассейна реки Анмангында составляет около 376 км².

Последнее обновление сведений о ландшафтах этой территории было более 40 лет назад. Целью работы было дать современную оценку типов местности и типов растительности. Это позволит проследить связь характеристик мерзлоты с ландшафтными условиями исследуемого региона.

Ландшафтное разнообразие в пределах водораздельного бассейна р. Анмангында определялось по материалам полевых исследований с применением данных космических снимков из интернет-ресурсов с выделением дешифровочных признаков. Полевые обследования ландшафтов рассматриваемой территории проводились пешим маршрутом. Обследование территории сопровождалось фотографированием ландшафтов и криогенных процессов. Описание растительности включало в себя определение состава древостоя, состава подроста, состава кустарникового яруса с определением покрытия, типа травяно-кустарникового яруса с определением состава флоры и мохового, лишайникового покровов и их проективного покрытия, определения микрорельефа поверхности. Определена глубина сезонного протаивания с помощью металлического шупа на разных типах местности. Пройден ряд шурфов для определения литологического состава поверхностных отложений. Маршрутными исследованиями выявлены основные криогенные рельефообразующие процессы.

Картографические работы были начаты с географической привязки материалов рассматриваемой водосборной (водораздельной) территории Анмангындинской наледи в среде программы ArcGIS. Произведено дешифрирование космоснимков. Полученные материалы с применением полевых данных позволили составить ландшафтную карту масштаба 1:10 000.

Ландшафтная карта масштаба 1:10 000 составлена на основе фактических материалов, полученных во время полевой работы и камеральной обработки данных (Рис. 39). Также использовались фондовые и литературные источники.

Методика составления геокриологической карты в съемочных масштабах опирается на комплексное изучение двух групп факторов и условий:

- 1) зональных ландшафтно-климатических;
- 2) региональных структурно-геологических, гидрогеологических и орографических.

Составление и оформление цифровых карт проводилось с применением программы ArcGIS. В основном были использованы космоснимки рельефа.

Основные характеристики мерзлотных ландшафтов представлены в таблице к ландшафтной карте (Табл. 12).

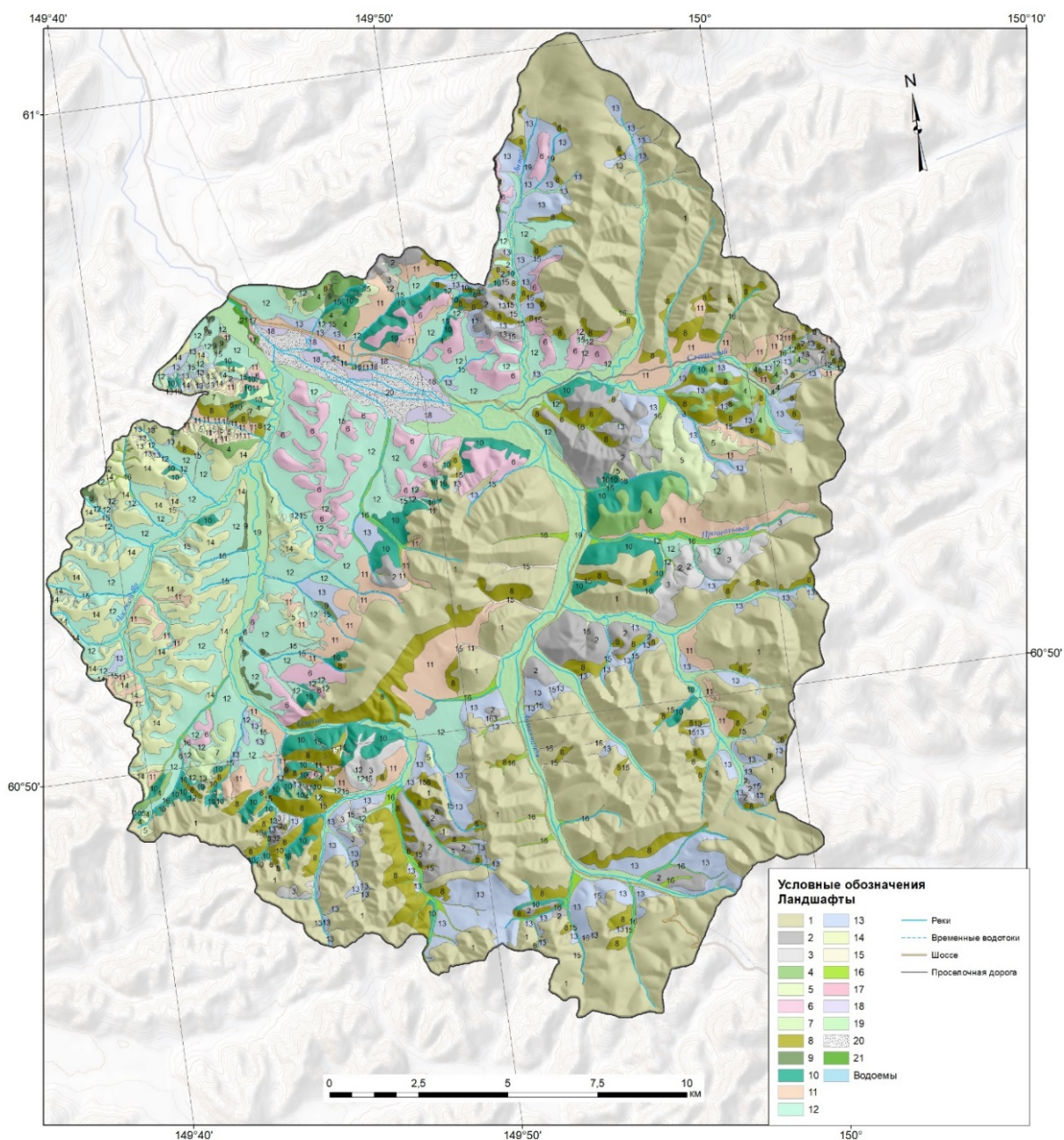


Рис. 39 Ландшафтная карта водосборного бассейна Анмангындинской наледи масштаба 1:10 000.

На территории водосборного бассейна Анмангындинской наледи нами выделено и отображено на ландшафтной карте масштаба 1:10 000 всего 5 типов местности: горно-привершинный, плоскогорно-привершинный, горно-склоновый, горно-долинный (днища горных речек), горно-долинный террасовый и гидрография.

Табл. 12 Типы местности и растительные ассоциации водосборного бассейна Анмангындинской наледи.

Тип местности	Растительные ассоциации
1. Горно-привершинный	<p>1. Пустыни горные эпилитно-лишайниковые каменистые с единичными кедровыми стланиками</p> <p>2. Тундры горные лишайниковые и кустарничковые каменистые с редкими кедровыми стланиками</p> <p>3. Заросли кедрового стланика кассиопейно-лишайниковые и мертвопокровные</p>
2. Плоскогорно-привершинный	<p>4. Тундры горные каменистые кассиопейно-лишайниковые с редкими кедровыми стланиками и угнетенными лиственницами</p> <p>5. Тундры горные каменистые с зарослями кедрового стланика и ольховника рододендроново-багульниковые</p> <p>6. Лиственничные редколесья в сочетании с тундрами горными с кедровыми стланиками шикшево-багульниковые лишайниковые</p> <p>7. Заросли кедрового стланика кассиопейно-лишайниковые с каменными осыпями</p>
3. Горно-склоновый	<p>8. Заросли кедрового стланика с единичными лиственницами бруснично-багульниковые лишайниковые</p> <p>9. Заросли кедрового стланика бруснично-багульниковые сфагновые</p> <p>10. Лиственничные редколесья с кедровыми стланиками и ольховниками бруснично-багульниковые сфагново-лишайниковые</p> <p>11. Лиственничные редколесья с кедровыми стланиками лишайниковые в сочетании со сфагновой марью морошково-багульниково-осоковые пушицевые</p> <p>12. Лиственничные редины на лишайниково-сфагновой мари с ерниками морошково-багульниково-осоковые</p> <p>13. Лиственничные редины с кедровыми стланиками и ерниками багульниково-рододендроново-осоковые сфагново-лишайниковые</p> <p>14. Гари на лиственничных редколесьях и кедровом стланике мертвопокровные</p>
4. Горно-долинный (днища горных речек)	<p>15. Лиственничные редколесья зеленомошно-сфагновые в сочетании с ивняками и ольховниками осоковые</p> <p>16. Лиственничные леса с ерниками и ивняками багульниково-грушанково-осоковые лишайниково-зеленомошные</p>

5. Горно-долинный террасовый	17. Лиственничные редины и редколесья ерниковые кустарниково-зеленомошные в сочетании с участками чозениевых и тополевых лесов, ерников и сфагновой мари 18. Разнотравно-кустарничковые ерниковые наледные поляны с единичными лиственницами и чозениями 19. Пойма рек и ее притоков в сочетании с лиственничными редколесьями с участками чозениевых и тополевых лесов, ивняками и лугами 20. Наледь 21. Каменистые русла рек с участками чозениевых и тополевых лесов с ивняками разнотравными
------------------------------	--

Границы типов и подтипов растительности определяются соответствующими типами почв и растительности, обусловленными соотношением тепла и влаги. Содержание этих ландшафтных единиц обуславливается гидроклиматическими показателями – радиационным индексом сухости, гидротермическим коэффициентом Селянинова, суммой активных температур и т.д., а также продуктивностью биоты, ее фитомассой.

При составлении ландшафтной карты выделено 20 растительных ассоциаций, которые достаточно сильно влияют на распределение мерзлотных характеристик, которые приведены ниже в Табл. 12.

Таким образом, основная единица ландшафтного картографирования на карте урочище – характеризуется определенным сочетанием типологических комплексов: типов местности и типов (подтипов) растительности, обусловленных геолого-геоморфологическими и биогидроклиматическими особенностями внутри природно-территориальных комплексов (ПТК).

Составленная ландшафтная карта масштаба 1:10 000 (Рис. 39) дает полную информацию по ландшафтным условиям территории бассейна Анмангындинской наледи.

Геофизические исследования

Геофизические работы в 2021 г. позволили получить данные о распределении толщины льда, а также рассчитать объем. Так по результатам георадиолокационного (ГРЛ) площадного зондирования по сети из 29

профилей, расположенных на расстоянии около 200 м, он составил 3.56 млн м³, а средняя и максимальная мощность - 1.4 и 4.35 м соответственно. На радарограммах были выделены аномальные зоны, которые в 2022 г. были исследованы повторно. Анализ геофизических данных позволил установить, что интенсивные гиперболы дифракции показывают участки разгрузки подземных вод из аллювия под лёд. Как правило они расположены в руслах проток. Предполагается, что некоторые каналы связаны с глубинными источниками в коренных породах. В месте образования гиперболы отмечается резкое сокращение глубины сезонного промерзания, вплоть до исчезновения отражающей границы от подошвы сезонномёрзлого слоя. Одна из георадарных аномалий в виде интенсивной гиперболы дифракции была вскрыта бурением. С глубины 2.4 м был вскрыт напорный водоносный слой, дебит которого не уменьшался в течение трех дней наблюдений.

В сентябре 2022 года в пойме р. Анмангында в пределах наледной поляны проведены исследования методом электротомографии (ЭТ). Главной целью исследований было уточнение мерзлотно-гидрогеологического строения разреза наледной поляны, представления о котором сложились в результате зимних геофизических исследований методами георадиолокации и бесконтактного электропрофилирования-зондирования. В основные задачи входило выявление подрусовых таликов и обводнённых разломных зон в коренных породах. В результате электроразведочных исследований в пределах наледной поляны р. Анмангында в осенний период установлено следующее.

Подтверждено предположение, что исчезновение отражающей границы на «зимних» радарограммах связано с участками сливающейся мерзлоты. На разрезах УЭС по данным электротомографии в осенний период такие участки выделяются неглубокозалегающими породами очень высокого электросопротивления, интерпретируемыми как многолетнемёрзлые породы.

В левобережном и правобережном участках долины установлены геоэлектрические признаки крупных таликов в коренных породах,

предположительно связанных с разломной тектоникой. Косвенным признаком крупного талика также является чозениевая роща в правобережной части долины.

В пойме реки в пределах основных протоков выделяются глубокие подрусловые талики с каналами фильтрации над которыми в зимнее время формируются ледяные бугры в местах выхода напорных подземных вод. Каналы фильтрации выделяются на разрезах УЭС по результатам 2-D инверсии локальными аномалиями пониженного электросопротивления квазиизометричной формы.

Трёхмерные геоэлектрические модели подтверждают выводы, основанные на анализе двумерных моделей.

Несмотря на то, что в пределах выявленных подрусловых таликов установлены и крутопадающие зоны пониженного УЭС, интерпретируемые как разломы, вопрос о их роли в питании наледи глубинными водами остается открытым до тех пор, пока полученные геофизические данные не будут заверены бурением.

Научная значимость Анмангындинской наледи

Данные и результаты наблюдений на этом объекте легли в основу многих расчетных методов по определению объема наледи (Соколов, Саркисян, 1981; Толстихин, 1975; Соколов, 1975), оценки вклада наледного питания в режиме рек (Лебедев, 1969; Соколов, 1975), использованы в работах (Букаев, 1969; Алексеев, 2014; Алексеев и др., ...; Лебедев, Ипатьева, 1980; Землянскова и др., 2022), а также в других научных материалах (Атлас гигантских ..., 2021;).

Многолетняя динамика морфометрических характеристик Анмангындинской наледи и их связь с температурой воздуха и атмосферными осадками за осенний период 1963–1990 гг. ранее была рассмотрена в работах (Алексеев, 2016; Алексеев и др., 2012, Бояринцев, 2015). Наибольшая вариация размеров наледи (до 30%) наблюдалась с 1962 по 1976 г., позднее составляла

10–15%. За 30 лет средняя месячная температура воздуха и сумма осадков в октябре и ноябре повысилась на 3,8°C и 40 мм соответственно, что вызвало уменьшение глубины сезонного промерзания аллювиальных отложений и, как следствие, увеличение транзитного стока подземных вод, которые ранее расходовались на образование наледи. Вследствие этого объем льда за указанный период сократился вдвое. Наши исследования в 2000–2021 гг. подтвердили общую тенденцию уменьшения объемов наледи (Рис. 40), причем их отклонения от максимума 1967 г. достигли 40% (в периоды до 1970 г. они составляли 16%, а до 1990 г. – 35%). Выявленный тренд сокращения объема Анмангындинского тарына в целом согласуется с данными по динамике других гигантских наледей Северо-Востока России (Атлас..., 2021).

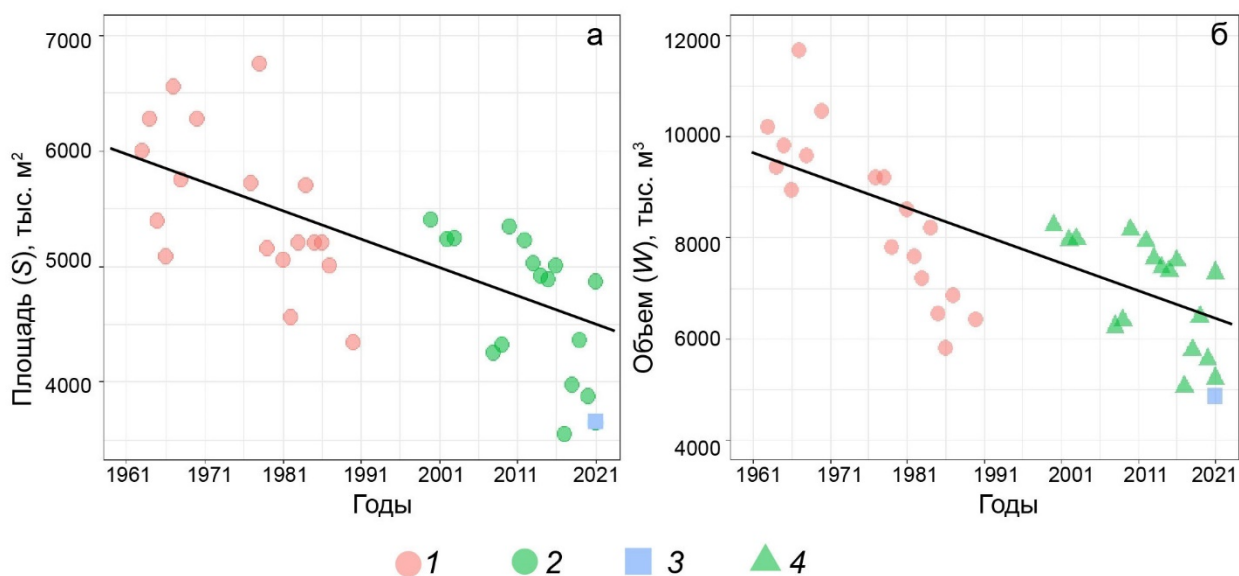


Рис. 40 Многолетняя динамика максимальной площади (а) и объема (б) Анмангындинской наледи за период 1963–2021 гг., на основе данных из разных источников. 1 – исторические данные 1963–1991 гг.; 2 – данные по спутниковым снимкам за период 2000–2021 гг.; 3 – данные по съемке на беспилотный летательный аппарат, 2021 г.; 4 – данные объема, рассчитанные по формуле $W=0.364S^{1.167}$.

Перспективы развития стационара Анмангындинская наледь

Изучению механизмов связи подземных и поверхностных вод в криолитозоне и обоснованному прогнозу её изменений в будущем уделяется много внимания в современной научной литературе (Пигузова, 1971; Шварцев, 1996; Подземные..., 2003; Шепелев, 2011; Sugimoto and Maximov,

2012; Фотиев, 2013; Анисимова и Павлова, 2014; Глотов и Ушаков, 2020; Трегубов и др., 2020).

Решение поставленной задачи и обобщение результатов возможно только на региональном уровне с учетом особенностей климата, геологического строения, рельефа, геокриологических характеристик, ландшафтов. В значительной степени оно зависит от наличия полевых данных совместных наблюдений за динамикой состояния мерзлоты, гидрогеологическими условиями на водосборах и стоком рек, позволяющих не только выявить механизмы их взаимодействия, но и проследить динамику в исторической перспективе, обосновать прогноз изменений в будущем.

Анмангындинский тарын отражает «типовые» условия формирования гигантских наледей подземных вод в криолитозоне Северо-Востока России (Рис. 41). Учитывая транспортную доступность, многолетний ряд наблюдений продолжительностью 60 лет и перспективы хозяйственного освоения региона, Анмангындинская наледь рекомендуется в качестве научно-исследовательского стационара для постановки долгосрочных мониторинговых наблюдений.



Рис. 41 Снимок Анмангындинской наледис БПЛА, июль 2021 г.

Высокогорная гляциологическая станция Сунтар-Хаята

До середины 50-х годов XX века климат высокогорных районов Северо-Востока России почти не изучался. В 1956 г. в рамках Международного Геофизического Года на хребте Сунтар-Хаята, в районе горы Мус-Хая, на высоте 2068 м, была основана высокогорная метеорологическая станция Сунтар-Хаята с полным циклом наблюдений. Одновременно, для сопоставления наблюдений на хребте и в предгорье, была организована вспомогательная станция Нижняя База также с полным циклом метеорологических наблюдений.

Помимо гидрометеорологических наблюдений, на станции проводились гляциологические и геокриологические исследования в следующих направлениях: изучение физико-географических, особенно геологических и климатических условий; изучение процессов теплообмена в системах литосфера – почва – атмосфера и ледник – атмосфера – литосфера; исследование строения, состава, вещественного баланса ледников и термоактивного слоя мерзлых горных пород (Граве и др., 1964). Станция функционировала до 1964 года.

Территория станции относится к зоне сплошного распространения многолетней мерзлоты, ее мощность под водоразделами составляет 400-600 м, под речными долинами – 200-300 м (Геокриология СССР, 1989).

Высокие пики хребта Сунтар-Хаята (г. Мус-Хая, 2959 м) сочетаются с расчленением их склонов речными долинами. Средняя высота водосбора р. Сунтар составляет 1410 м, достигая максимальной отметки в 2794 м.

Климат исследуемого района резко континентальной с наличием высотной поясности и температурных инверсий. Среднегодовая температура составила -13.8 и -14.1 °С (в июле – 6.4 и 17.5 °С, в январе – -28.0 и -39.6 °С) на станциях Сунтар-Хаята (2068 м) за период 1957-1964 гг. и Агаякан (776 м) за 1957-2012 гг. соответственно.

Снежный покров устанавливается на хребте в сентябре. В зимний период сток отсутствует. Наибольший сток приходится на летние месяцы. В

среднем начало половодья приходится на третью декаду мая. В бассейне р. Сунтар, сложенном почво-грунтами с низкой инфильтрационной способностью, роль подземного стока небольшая (Граве и др., 1964).

В истоках р. Сунтар находится ледник № 31 площадью 8.48 км², что составляет 0.11% территории водосбора. Ледниковый сток в районе исследования может превышать 3.8% суммарного годового стока и достигать 6.1% стока за июль и август, как, например, в соседнем бассейне р. Агаякан, где ледники занимают площадь более 1.35% (Лыткин, 2016). В последние десятилетия отмечается устойчивая тенденция сокращения оледенения хребта Сунтар-Хаята (Лыткин, 2016).

Отличительной чертой района является распространение наледей, которые формируются на горных хребтах, в предгорных и межгорных впадинах (Makarieva et al., 2019a; Макарьева и др., 2019г). Для бассейна р. Сунтар наледность достигает 0.5%, а участие наледных вод в формировании годового речного стока оценивается около 7%. Наиболее существенен приток воды от таяния наледей в мае-июне (Соколов, 1975).

Широкое распространение на склонах Сунтар-Хаяты получили многолетние снежники (Ресурсы поверхностных вод..., 1969) и каменные глетчеры, которые, наряду со льдом деятельного слоя и непосредственно летними атмосферными осадками, могут являться важным источником питания местных рек, однако в этом отношении они исследованы недостаточно (Жижин и др., 2012; Лыткин, 2016).

В высотной зоне 1900-2700 м расположен гольцовый комплекс (средняя высота 2040 м). Профиль грунтов сложен крупнообломочными щебнем аргиллитов с примесью суглинистого материала, сцементированных льдом и включающим прослой чистого льда до 2 м толщины. Растительность отсутствует. Щебень представляет собой разрушенные морозным выветриванием ледниковые валуны и делювий склонов долины. Глубина сезонного протаивания почво-грунтов в пределах гольцового комплекса на высотных отметках более 1700 м колеблется от 55 до 75 см (Граве и др., 1964).

Для верхнего слоя делювия характерна незначительная влажность и малозаметные колебания ее содержания в течение теплого сезона, несмотря на значительное количество осадков и неравномерность в их выпадении. Это объясняется хорошими фильтрационными способностями щебнистых грунтов. Не испарившаяся влага легко просачивается в глубину и стекает по мерзлому водоупору. Неудачный опыт сооружения стоковой площадки показал, что водоупор представляет сложную поверхность благодаря наличию глубоких трещин и пустот, хотя и имеющих отрицательную температуру, но не заполненных льдом (Граве, 1959).

В высотном поясе 1450-1900 м (средняя высота 1630 м) преобладает горная тундра. Она характеризуется распространением сомкнутого и угнетенного травянисто-мохового покрова с кустарничками. Верхний 10-сантиметровый слой профиля горной тундры составляет моховой покров, под которым залегает горная порода с включениями загрязненного льда. Сезонно-талый слой в горной тундре составляет 80-90 см.

Тайга (1100-1450 м, средняя высота – 1310 м) состоит из разреженного лиственничника на северных склонах и густых лиственничных лесов на южных склонах. Заболоченные редколесья и луговые болота приурочены к долинам и поймам рек (828-1100 м, средняя высота 1060 м). Отличительной чертой лиственничной тайги и поймы на заболоченных грунтах является наличие торфяного горизонта, который находится под моховым покровом и распространяется до глубин 20 и 40 см соответственно. Данный слой характеризуется низкими теплопроводными свойствами, повышенной пористостью и водоудерживающей способностью. Глубина сезонного протаивания изменяется в пределах 85-150 см в тайге и 30-115 см в долинах и поймах рек.

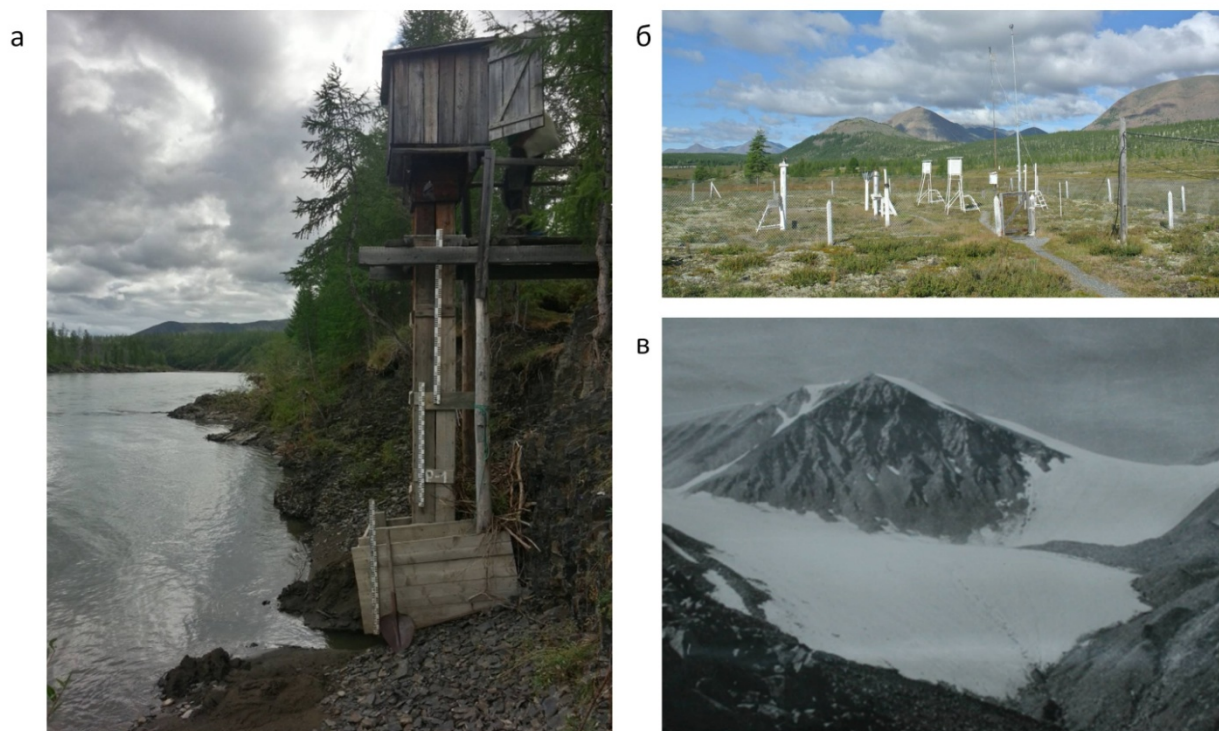


Рис. 42 Бассейн реки Сунтар: а) гидрологический створ р.Сунтар – устье р. Сахарыньи; б) метеостанция Восточная (фото О. Макарьевой); в) гольцы вблизи станции Сунтар-Хаята (Граве, 1959)

Годовое количество осадков на станции Сунтар-Хаята более чем в два раза превышает количество осадков, выпадающих в предгорьях. Градиент количества осадков в диапазоне высот 777–1350 и 1350–2068 м составляет 7 мм (5–7 %) и более 35 мм (15–16%) на 100 м соответственно. На основе данных снегомерных съемок Н.А. Граве и М.М. Корейша (1957) показали, что в среднем за 1957–1959 гг. между высотами 2068–2257 и 2257–2477 м над ур. моря градиенты увеличения осадков с высотой устойчивы и составили 35 (5–8 %) и 30 (4–5 %) мм на 100 м соответственно. Количество твердых осадков на высоте 777 м составляет около 25 % от годовой суммы, на высоте 2068 м – около 60 %. При линейной экстраполяции по этим двум точкам процентное содержание твердых осадков на высоте 2900 м достигает 90% от годовой суммы (Граве, Корейша, 1957). В среднем за период 1957–1964 гг. годовое количество осадков на станции Сунтар-Хаята по показаниям осадкомера составило 555 мм. Однако, в Справочнике по климату СССР (1968) рекомендуется введение поправок на ветровой недоучет и смачивание

прибора, достигающих значений 1.7 (в среднем 1.6) для твердых и 1.3 (в среднем 1.16) для жидких осадков, что приводит к оценкам годового количества осадков на высоте 2068 м в 688 мм (Справочник по климату СССР, 1968) и 800 мм на вершинах хребтов (Васильев, Торговкин, 2002).

Площадка станции Сунтар-Хаята располагалась в гольцовом ландшафте в северном массиве хребта на высоте 2040 м в сквозной ледниковой долине. Здесь проводились различные наблюдения, в том числе измерения температуры почвогрунтов на различных глубинах, наблюдения за снежным покровом и испарением. Особый интерес для удаленного региона Северо-Востока представляют следующие наблюдения: тепловой и радиационный баланс (1958-1959); испарение с почвы (1958); температура горных пород на различных глубинах (1958); влажность грунтов (1956-1957); запас воды в снеге (1958-1959); протаивание слоя почвы (1958); описания почвенно-геологических разрезов и физических свойств слагающих их пород на разных глубинах.

Геотермические измерения производились на площадке Сунтар-Хаята в трех скважинах на глубинах от 10 см до 20 м. Мощность снежного покрова измерялась по трем рейкам, установленным по углам треугольника со сторонами 12 м. Водный эквивалент рассчитывался по среднему значению мощности снежного покрова и объемному весу (Корейша, 1963). Наблюдения за испарением производились с помощью двух почвенных испарителей системы ГГИ-500-50, которые были установлены на площадке станции Сунтар-Хаята в начале июня 1958 года при сплошном, не начинавшем таять снежном покрове и при отрицательной температуре грунта. Испарители были заполнены щебнистым грунтом, слагающим площадку, вставлены в вырытые гнезда на всю свою высоту и оставлены под снежным покровом до полного естественного таяния последнего на площадке, происходившего 20-27 июля. Наблюдения за испарением продолжались весь август 1958 года. Взвешивание испарителей производилось один раз в пять дней, выпадающие осадки регистрировались ежесуточно в непосредственной близости к испарителям

(Граве, 1959). Наблюденные осадки за август 1958 года составили 77 мм, величина просачивания 36 мм, среднее значение суммарного испарения равнялось 44 мм. Рассчитанное значение суммарного испарения за август этого же года составило 37 мм, а в среднем за теплый период 1957-1964 гг. – 50 мм.

Физико-географические условия

Высокогорная часть Северо-Востока России – это обширная территория, которая ограничена с севера Восточно-Сибирской, с востока и юго-востока Анадыро-Пенжинской низинами, на юге Охотским морем, на западе Лено-Алданской низменностью. Район охватывает всю Магаданскую область, Чукотскую АО и северо-восточные районы Республики Саха (Якутия).

Рельеф территории относится к Яно-Чукотской горной стране, которая является частью горного поднятия Евразийского горного пояса, включающего в себя высокие горные цепи, обширные нагорья, внутренние депрессии и т.п. Наиболее высокогорная часть расположена в верховьях р. Индигирки в горной системе Черского, достигающая отметок 3147 м (г. Победы). Максимальные и средние высоты уменьшаются в бассейне р. Колымы, описываемого Лено-Чаунской горной дугой с высотами до 1900 м. Высоты Чукотского нагорья представляют собой низкогорья с отметками 400-800 м, на фоне которых возвышаются горные группы высотой 900-1200 м.

Геологическая история территории рассматривается как формирование единого комплекса, возникшего в результате развития геосинклинали, завершающим этапом которой были тектонические движения третичного периода (Ресурсы поверхностных вод..., 1969). Самой крупной структурой Верхояно-Чукотской складчатой области является Яно-Колымская складчатая зона, сложенная морскими осадками пермского, триасового и юрского возраста. Литологический состав пород представлен песчаниками среднезернистыми, мелкозернистыми, тонкозернистыми, песчано-глинистыми сланцами и эфузивами и туфами в южной и юго-восточной части.

Климат исследуемой территории резко континентальный, при приближении к побережью с чертами морского. Среднегодовое годовая температура воздуха колеблется от -15.7°C на станции Оймякон (726 м) до -2.8°C в Магадане (118 м). Зимой, вследствие сильного выхолаживания, над

сушей образуется область высокого давления, антициклон с малооблачной погодой и низкими температурами, над морями располагается область низкого давления, циклоны с более теплыми воздушными массами. Летом над прогретой сушей устанавливается низкое давление, а над морями высокое, что обуславливает воздушные потоки, направленные с моря на сушу. Среднегодовые температуры января и июля достигают -46.4°C и 14.9°C в Оймяконе и -16.4 и 11.8°C в Магадане соответственно. Холодный период охватывает время с октября по апрель, теплый с мая по сентябрь.

Осадки рассматриваемой территории определяются циклонической деятельностью. Среднегодовая сумма осадков колеблется в больших пределах: от 280 мм (м/с Восточная, 1288 м) до более 550 мм в высокогорных районах и на берегах Охотского и Берингова морей (688 мм м/с Сунтар-Хаята, 2068 м; 561 мм м/с Магадан). На преобладающей территории сумма осадков составляет 300-350 мм, а их распределение характеризуется большой пятнистостью в связи со сложным горным рельефом. Оценка количества осадков, выпадающих в горах, затруднена, так как метеостанции расположены, как правило, в долинах рек на малых высотах. Максимум осадков выпадает в летний период (на западе рассматриваемой территории в июле, на востоке в августе-сентябре). Снежный покров распределен также неравномерно: в высокогорных областях высоты снежного покрова не превышают 25-30 см на Яно-Оймяконском плоскогорье, 30-50 см в верховья р. Колымы и 100 см на побережье Охотского моря. Максимальный запас воды в снежном покрове колеблется от 100 до 200 мм. Разрушается устойчивый снежный покров на большей части во второй половине мая.

Вся территория расположена в зоне многолетней мерзлоты, только на побережье Охотского моря встречаются острова талых грунтов. Мощность мерзлоты в высокогорных бассейнах рек Яны и Индигирки может достигать более 450 м на водоразделах и до 180 м в речных долинах и в межгорных впадинах, прерываясь в трещиноватых зонах таликами. Глубины протаивания в среднем изменяются от 0.3 до 2.0 м (Геокриология СССР, 1989). В бассейнах

р.Колымы и Чукотского нагорья глубина оттаивания грунтов при благоприятных условиях на крупносkeletalных грунтах может достигать 3-4 м. На Охотском побережье мощность мерзлоты не превышает 0.2-0.3 м, под дном речных долин она отсутствует.

Речная сеть территории очень густа и имеет сложный рисунок. Горные реки отличаются каменистыми руслами, изобилующими порогами и перекатами. Для рек характерен восточносибирский тип водного режима с весенне-летним половодьем, высокими летне-осенними дождевыми паводками и зимней меженью. Межень холодной части года на всех реках продолжительна (6-8 месяцев) и маловодна, многие малые и средние реки перемерзают.

Распределение растительности имеет ярко выраженный зональный характер. Выделяют несколько зон: лесотундровая в бассейне р. Анадырь и в пределах побережья Охотского моря с преобладанием кедрового стланика; подзона предтундровых редколесий зоны светлохвойных лесов в бассейне р. Колыма, Омолона, рек Охотского побережья, представленная в основном лиственничными лесами; зона каменистых пустынь, занимающая высокогорные гольцовые участки с встречающимися ледниками, снежниками и каменными глетчерами (Лыткин, 2016). Широкое распространение на территории исследования получили наледи подземных вод, которые формируются на горных хребтах, в предгорных и межгорных впадинах. На Северо-Востоке России общая площадь наледей составляет около 14 тыс. км² (Соколов, 1975). Относительная наледность в среднем колеблется от 0.4 до 1.3%. В бассейнах некоторых рек она достигает 4 % и более (Толстихин, 1974).

Магаданская область

Магаданская область расположена на северо-востоке России, граничит с Камчатским и Хабаровским краями, Чукотским автономным округом и Республикой Саха (Якутия). Входит в состав Дальневосточного федерального округа. Площадь территории составляет 462 500 км², административный центр

– город Магадан, от которого расстояние до г. Москва по автодорогам составляет 9 709 км. Это одна из самых больших областей в стране, крупнейшая золотоносная провинция мира, а также лидер по добыче серебра в Российской Федерации.

В западной части области на 1500 км протянулись цепи хребта Черского, которые представляют собой отдельные горные кряжи, наибольшая его высота в Магаданской области достигает 2286 м (пик Абориген). В пределах Охотско-Колымского нагорья высоты колеблются от 600 до 1500 м. Прибрежная часть Охотского моря представляет собой невысокие низменности с холмистым рельефом (Рис. 43, Рис. 44).

Магаданская область расположена в области действия сейсмических поясов Черского и Охотско-Анадырского. В пределах хребта Черского сила землетрясений может достигать 8 баллов, а вдоль побережья Охотского моря – до 6-7 баллов. Одно из последних землетрясений произошло 13 декабря 2021 г., его магнитуда составила 4.4 балла (<https://kolyma.ru/index.php?newsid=103326>).

Речная сеть Магаданской области очень густа (0.82 км/км²) и имеет сложный рисунок. Самой крупной рекой является р. Колыма, исток которой находится в месте слияния рр. Кулу и Аян-Юрях, ее бассейн составляет 647 000 км². Притоки (рр. Бахапча, Буюнда, Детрин, Дебин, Сеймчан, Тенька и др.), как и сама река относятся к бассейну Северо-Ледовитого океана. Такие реки, как Яна, Армань, Яма, Гижига, Тауй и др. относятся к бассейну Тихого океана.

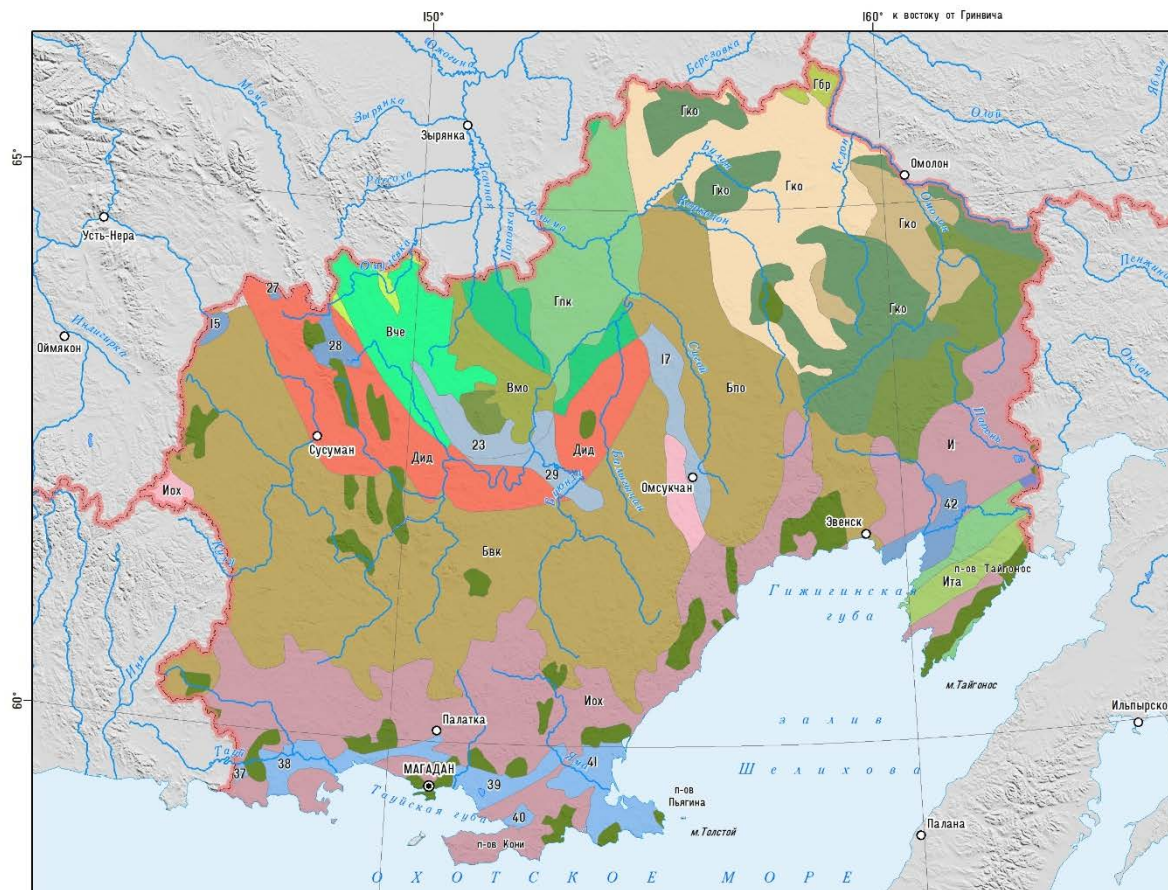


Рис. 44 Гидрогеологическое строение Магаданской области

Климат горной части Магаданской области резко континентален и суров. На морских побережьях он значительно мягче.

Суровые климатические условия Магаданской области обусловлены несколькими факторами. Территория расположена в сравнительно высоких широтах между 59° и 66° с. ш. Солнце низко стоит над горизонтом и приход тепла из-за этого невелик, но в июне длительность солнечного освещения может достигать полные сутки, поэтому летом здесь встречаются «Белые ночи», так же, как и в г. Санкт-Петербурге. В зимний период главная роль в

формировании погоды принадлежит азиатскому антициклону, с которым связаны сильные морозы при ясной, тихой погоде (Рис. 45, Рис. 46).

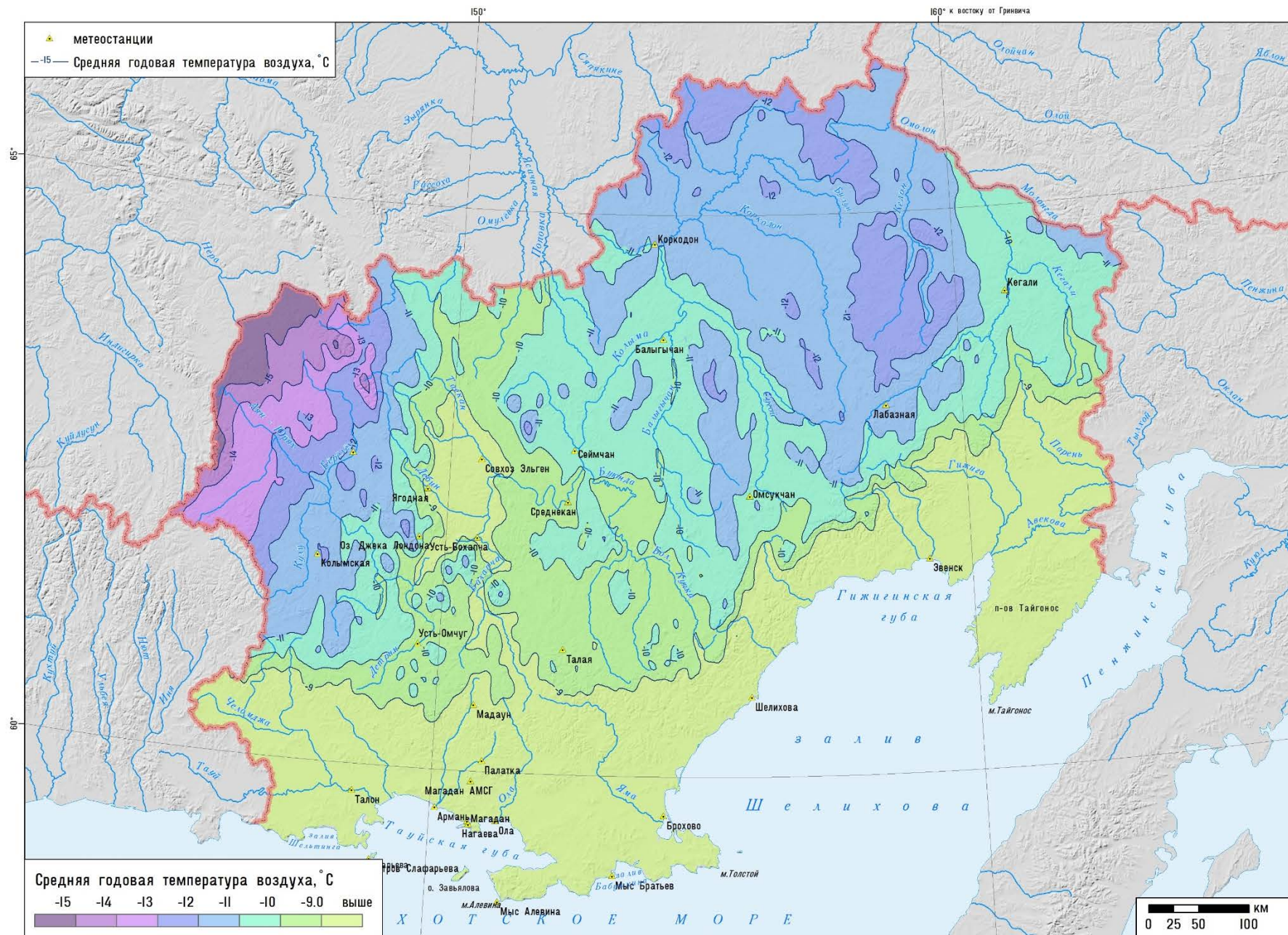


Рис. 45 Среднегодовая температура воздуха в Магаданской области

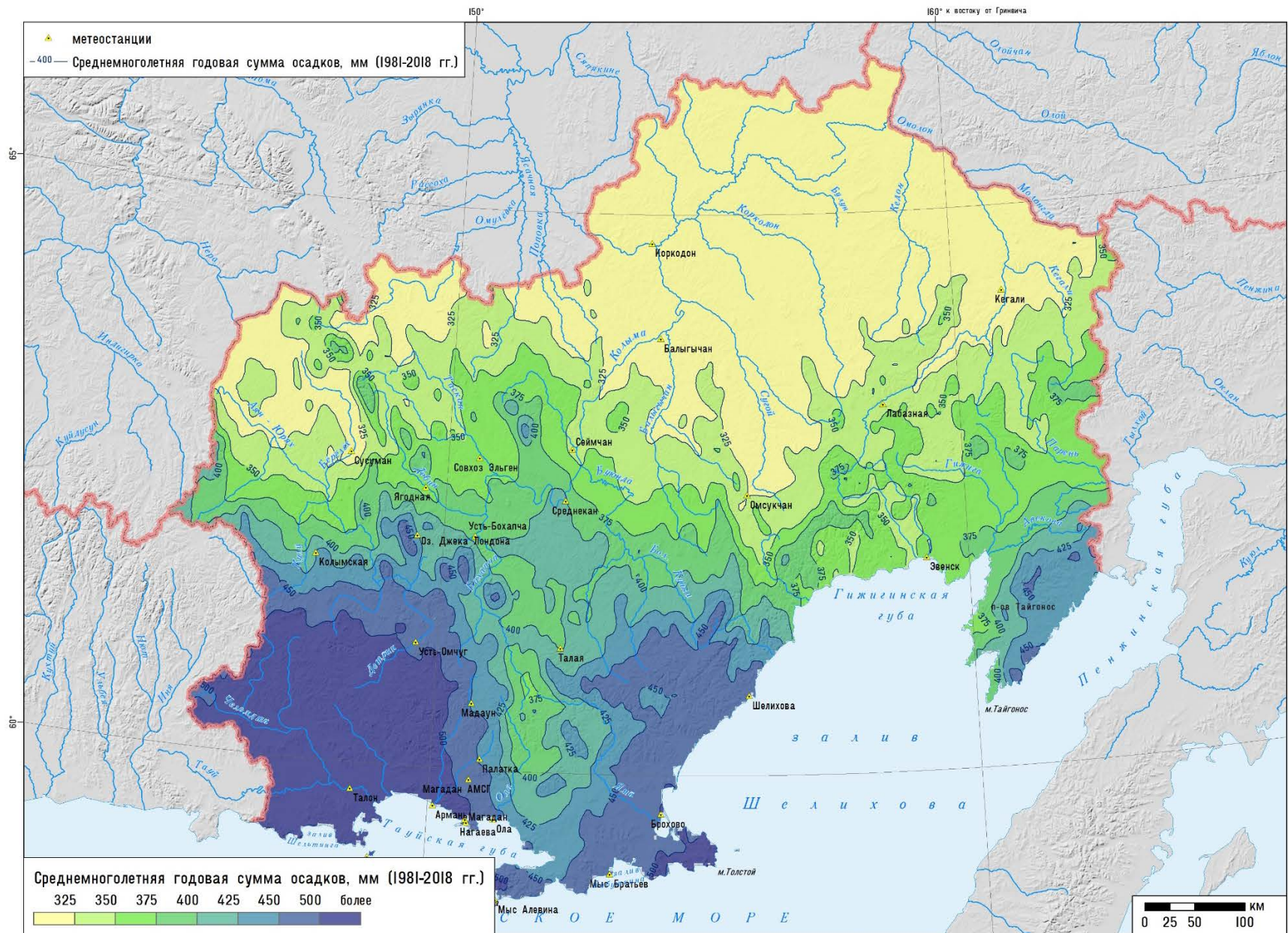


Рис. 46 Среднегодовое количество осадков в Магаданской области

Исследования многолетнемерзлых грунтов в Магаданской области

Наличие многолетнемерзлых пород является одним из основных факторов, влияющих на процессы формирования стока. Мерзлота препятствует свободному водообмену между подземными и поверхностными водами, способствует наледообразованию, криогенному перераспределению стока и криогенным паводкам. Протаивание и промерзание грунтов обуславливает межгодовую и сезонную динамику емкостей задержания воды на водосборе. Механизмы взаимодействия поверхностного, подземного стока, водовмещающих пород и мерзлых отложений изменчивы в пространстве и во многом определяются ландшафтными характеристиками. Тесная взаимосвязь потоков воды и тепла в речных бассейнах криолитозоны обуславливает значительную чувствительность системы к климатическим и антропогенным изменениям, а также влияет на функционирование мерзлотных экосистем.

Многолетняя мерзлота распространена на 65% территории России. Прогнозируемые изменения климата на территории регионов России с распространением многолетнемерзлых грунтов (ММГ) к середине 21 века затронут 54% всех жилых зданий, общей стоимостью 1.2 трлн руб. и более 20% всех коммерческих и промышленных сооружений, с суммарным ущербом от этих изменений и ликвидацией последствий примерно в 5 трлн руб. (Streletskiy et al., 2019).

Одним из стратегически важных регионов в зоне ММГ (98% территории, Рис. 48) является Магаданская область (МО), которая по добыче россыпного золота и масштабам прогнозных ресурсов коренного золота занимает первое и второе место в России соответственно (Добыча..., 2022; Справка о состоянии и перспективах использования минерально-сырьевой базы Магаданской области, от 14.01.2021 г. № 049-00016-21-00).

В настоящее время в МО наращиваются объемы добычи драгоценных металлов. Например, для Тенькинского городского округа на основе анализа

данных дистанционного зондирования выявлено увеличение площади нарушенных земель за период 2001-2021 гг. более чем в 7 раз, что связано со значительным увеличением объемов золотодобычи (Михайлюкова и др., 2023, принята к печати). Освоение природных ресурсов влечёт за собой масштабное развитие энергетической, транспортной и социальной инфраструктуры.

За последние 50 лет на Северо-Востоке (включая Чукотский п-ов, Магаданскую обл., Восточную Якутию) температура воздуха выросла в среднем на $+2.2^{\circ}\text{C}$. Температура грунта на глубине 80 см по данным метеорологических станций региона с длительным рядом наблюдений в среднем увеличилась на $+1.7^{\circ}\text{C}$, причем для м/с Магадан значимые положительные изменения наблюдаются все 12 месяцев в году, а для станции Сусуман – 5 месяцев (Makarieva et al., 2019).

Анализ данных наблюдений за температурой ММГ по данным термометрических скважин, расположенных в прибрежной части МО, показал, что наблюдается тренд повышения температуры грунтов и увеличение мощности деятельного слоя (Рожина и др., 2022). Несмотря на отрывочность данных, в целом можно предполагать, что для МО характерны проблемы, связанные с деградацией ММГ, наблюдаемые и в других, более обеспеченных наблюдениями регионах (Anisimov et al., 2013; Kattsov et al., 2017; Vadina et al., 2022).

Согласно одному из климатических сценариев (RCP8.5) прогноза СМIP 5, к 2050 году в Магаданской области в среднем глубина протаивания увеличится на 0.5 м (с максимальными значениями до 0.6 м), несущая способность грунтов уменьшится в среднем на 23% (от 4% до 42%), а их просадка в среднем составит 15 см (от 3 до 24 см). При этом 26% всей инфраструктуры Магаданской области окажется в зоне геокриологических рисков, а общая стоимость ущерба от деградации мерзлоты к 2050 году достигнет около 60 млрд рублей (цены 2016 года) (Streletskiy et al., 2019).

Дорожная инфраструктура играет значительную роль в формировании экономического потенциала Магаданской области и одновременно

характеризуется высокой уязвимостью к последствиям изменения климата. В настоящий момент автомобильный транспорт является единственным видом транспорта для перевозки грузов в удаленные районы региона, а также обеспечения горнопромышленного комплекса. Затраты на восстановление и поддержание устойчивого функционирования региональной дорожной инфраструктуры МО в связи с риском протаивания и деградации ММГ по сравнению с 2018 годом удвоятся к 2050 году и составят 1.2-1.8 млрд рублей в год в зависимости от сценарных прогнозов (цены 2018 года) (Порфирьев и др., 2019).

Таким образом, для обеспечения экономически оправданного и экологически безопасного освоения территорий необходимо учитывать возможный ущерб в результате деградации ММГ (Badina, 2022).

Для оценки состояния и динамики ММГ, а также построения прогнозов и оценки геокриологических рисков, главной характеристикой является температура грунта. Наиболее востребованный метод для прогнозирования изменения криолитозоны – установка режимных наблюдений на термометрических скважинах. Тем не менее, для регионов криолитозоны России сеть наблюдений за температурой грунтов очень разрежена (Melnikov et al., 2022), а ряды данных имеют разную продолжительность. Геотехнический мониторинг, выполняющийся на предприятиях, не учитывает фоновые условия состояния ММГ, что не позволяет в полной мере обеспечить надежность прогнозов и рекомендаций по строительству и эксплуатации инженерных сооружений.

Несмотря на значительный опыт отечественной науки в области исследований вечной мерзлоты, в России на сегодняшний день отсутствует государственная сеть наблюдений за состоянием и динамикой ММГ. Кроме того, существующая наблюдательная сеть Росгидромета не соответствует современным требованиям (Веркулич и др., 2021).

В Магаданской области активное изучение закономерностей распространения ММГ и их температуры были начаты с середины сороковых

годов прошлого века. Это было связано с необходимостью проектирования и обоснования строительства различных промышленных и гражданских сооружений. В 1936-1939 гг. впервые изучались процессы промерзания и протаивания грунтов на опытных участках дороги Ягодное-Берелех, проложенной на низкотемпературных ММГ. Большую работу по изучению мерзлоты и связанных с ней процессов проделал коллектив мерзлотной станции Главсевморпути, а затем Институт мерзлотоведения (Гидрогеология СССР, 1972).

В 1945 г. была организована Центральная мерзлотная станция Дальстроя, начавшая стационарные наблюдения за температурным режимом сезонномерзлых и многолетнемерзлых пород, а также систематизацию фактического материала. Были исследованы физические свойства крупнообломочных мерзлых пород, их механическая прочность, теплопроводность, теплоемкость и электропроводность. До 1953 г. на Аркагалинской мерзлотной станции велись наблюдения за температурой горных пород, явлениями сезонного морозного пучения. С 1953 г. эта станция также проводила исследования в пос. Мяунджа, где изучался температурный режим горных пород в естественных и нарушенных условиях (Гидрогеология СССР, 1972).

Всего на территории Северо-Востока России к 1972 году насчитывались около 74 пунктов наблюдений за ММГ с глубинами от 0.7 (долина р. Хатырка у устья р. Четкенваам) до 330 м (рудник им. Лазо, шахта 5). В горной части Магаданской области наблюдения велись на 22 скважинах.

На метеорологических станциях Гидрометеорологической Службы СССР также велись наблюдения за температурой грунта до глубины 3.2 м с помощью вытяжных термометров. В 1966 года на территории Магаданской области количество станций, на которых производились наблюдения за температурой почвы на глубинах ниже 80 см было десять, в настоящее время – две, в Магадане и Сусумане.

Колымскому Управлению Гидрометслужбы также принадлежала Колымская водно-балансовая станция (КВБС), основанная в 1948 г. На ней с 1951 гг. начались наблюдения за динамикой промерзания и протаивания в различных ландшафтах с использованием мерзлотометров конструкции Данилина. Полученные данные были репрезентативны для значительной территории криолитозоны горного Северо-Востока. Самый длительный период наблюдений на станции (1964-1997 гг.) составляет 33 непрерывных года на мерзлотометре № 17.5, который был расположен в лиственничном лесу. Средняя величина деятельного слоя в этом ландшафте за весь период наблюдений составила 130 см. Самые высокие величины СТС наблюдались в скалисто-осыпном ландшафте и достигали более 240 см, а наименьшие значения варьировались от 60 до 70 см в заболоченных долинах (Makarieva et al., 2018).

Одним из важных этапов изучения криолитозоны в МО стало бурение ряда глубоких термометрических скважин в Ольском (5 скважин) и Ягоднинском районах (1 скважина). Главными инициаторами этих исследований были сотрудники Северо-восточной мерзлотной станции ИМЗ СО РАН, в частности, выдающийся мерзлотовед Г.З. Перльштейн. Согласно данным общемировой базы данных о мерзлоте GTN-P с 1973 по 1989 гг. было пробурено 6 скважин, вскрывающих подошву многолетнемерзлых пород в регионе. В 1990 г. на территории Ольского района были пробурены еще две скважины глубиной 201 и 233 м. С 2007 г. на них проводятся регулярные автоматические измерения температуры до глубины 14.5 метров (<http://gtnpdatabase.org/boreholes>). Данные по этим скважинам в свободном доступе отсутствуют.

После 90-х годов существенно сократилось финансирование научных исследований, из-за чего развитие сети наблюдений за ММГ прекратилось.

В контексте развития экономики Северо-Востока России особенно важен вопрос об устойчивости существующей и проектируемой промышленной инфраструктуры региона. Горнодобывающие предприятия

региона расположены в его континентальной части, в зоне распространения сплошной многолетней мерзлоты. После закрытия в 1997 г. Колымской водно-балансовой станции (КВБС) режимные наблюдения за геокриологическими условиями здесь отсутствуют. Фоновой мониторинг температуры грунтов на этой территории (более 460000 км²) ведется на единственной метеорологической станции Сусуман (вытяжные термометры до глубины 3.2 м). В 1966 г. на территории региона таких станций было не менее десяти (Справочник по Климату, 1968).

В рамках развития государственной геокриологической сети мониторинга мерзлоты к 2025 г. в Магаданской области Росгидромет планирует оборудовать всего три термометрические скважины глубиной 30 м в населенных пунктах Сусуман, Усть-Омчуг и Омсукчан. С учетом разнообразия природных условий такое количество скважин является недостаточным. При успешной реализации планов Росгидромет первые данные о температуре ММГ будут получены только в 2026 г.

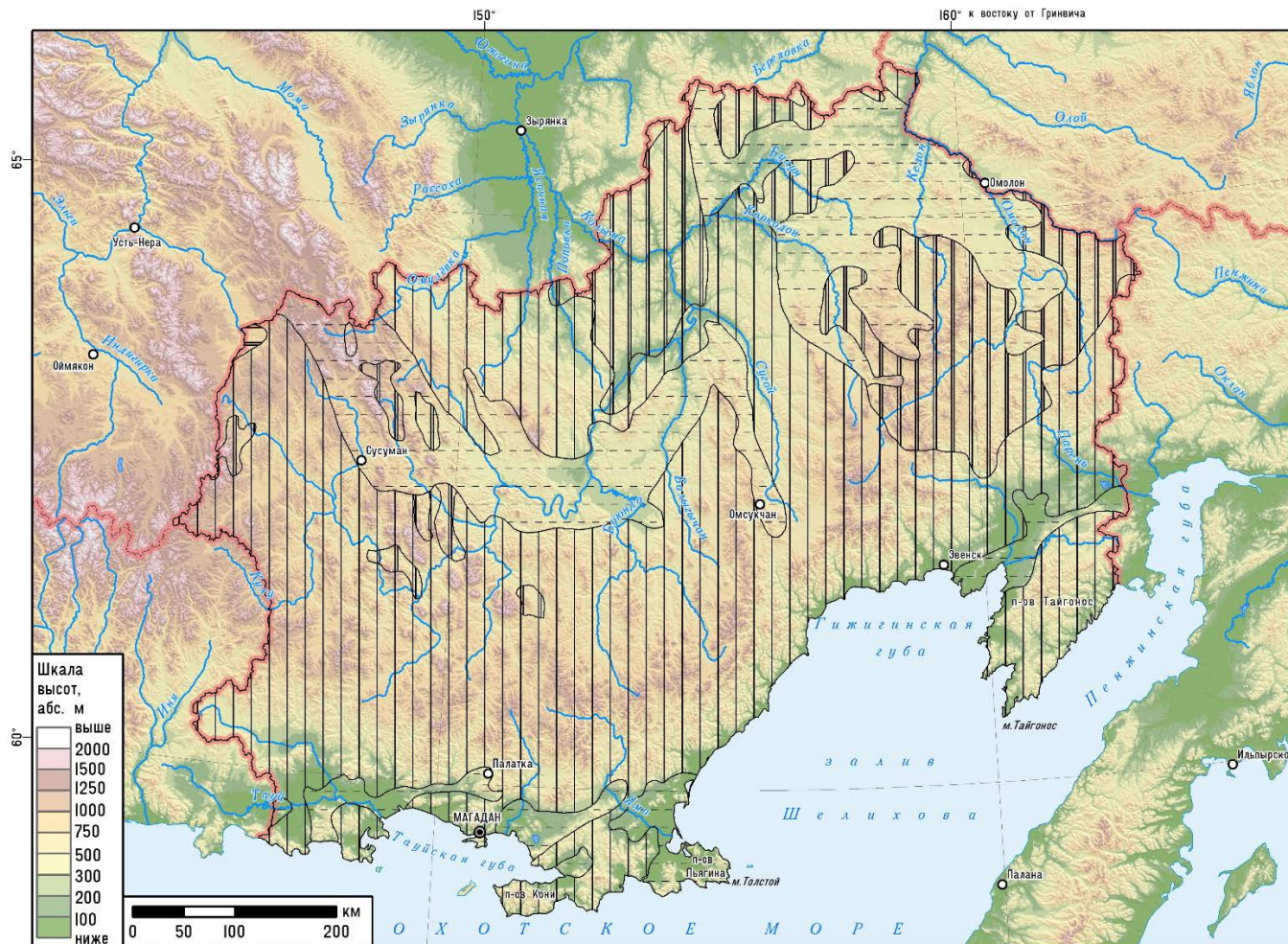
В 2021-2022 гг. авторами монографии были пробурены и оборудованы десять термометрических скважинах глубиной от 5 до 15 м.

Девять из десяти термометрических скважин расположены в пределах Тенькинского городского округа Магаданской области: одна из них в долине р. Бускэчэн (приток р. Бохапча, правый приток р. Колымы), четыре – в бассейне р. Анмангынды (приток р. Детрин, правый приток р. Колымы), четыре – в бассейне р. Кулу. Еще одна скважина пробурена на границе Магаданской области и Республики Саха (Якутия) в районе метеорологической станции Делянكير (бассейн р. Делянكير, правый приток р. Нера, бассейн р. Индигирка). Скважины расположены в диапазоне высот от 618 до 1182 м в различных ландшафтных условиях, включая гольцы, тундры, лиственничное редколесье, наледную поляну гигантской наледи, а также техногенный ландшафт. На основе данных геокриологического мониторинга получены актуальные данные о характеристиках мерзлоты для горного района

верховьев бассейна р. Колымы, в котором такие исследования ранее не проводились.



Рис. 47 Действующие и планируемые термометрические скважины на территории Магаданской области



МЕРЗЛОТНЫЕ УСЛОВИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР






- 
 мощность мерзлой зоны больше мощности зоны осадочного чехла бассейна (подземные воды развиты в породах фундамента и локализованы в таликах, приуроченных к речным долинам)
- 
 мощность мерзлой зоны меньше мощности зоны осадочного чехла бассейна (сквозные талики характерны и могут служить путями взаимосвязи подмерзлотных и поверхностных вод)
- 
 мощность мерзлой зоны меньше мощности зоны осадочного чехла бассейна (сквозные талики весьма маловероятны и в большинстве не являются средством взаимосвязи подмерзлотных вод с поверхностными)
- 
 мощность мерзлой зоны больше мощности зоны региональной трещиноватости (выветривания, карстообразования)
- 
 мощность мерзлой зоны меньше мощности зоны региональной трещиноватости (артезианские и адартезианские бассейны)

Рис. 48 Мерзлотные условия гидрогеологических структур Магаданской области

К геокриологическим объектам, связанным с распространением ММГ, относятся такие феномены как талики, каменные глетчеры, наледи и другие.

Талики

Талик представляет собой участок талых или немерзлых пород в области распространения многолетнемерзлых пород, залегающий ниже слоя сезонного промерзания и существующий более одного года. Выделяют несколько видов: 1) сквозной талик – образуется под руслами наиболее крупных рек, глубоких озер, пронизывает зону мерзлоты насквозь; 2) несквозной (надмерзлотный) талик – снизу окружен мерзлотой; 3) межмерзлотный – талый участок находится между многолетнемерзлыми породами, которые находятся сверху и снизу него; 4) внутримерзлотный – со всех сторон ограничен многолетнемерзлыми породами. Согласно (Михайлов, 2010) в бассейне верхней Колымы пойменные талики распространены повсеместно и занимают 91% протяженности речной сети, а их густота составляет 100 м/км².

Каменные глетчеры

Впервые термин «каменный глетчер» в русской литературе встречается в работе С.М. Матвеева (1938), он означает каменный горный ледник. Существует несколько версий происхождения этого явления. Первый – он образуется в результате многолетнего промерзания грубообломочных каменных скоплений, то есть ледово-каменное тело сформировано глыбами, которые прочно сцеплены замерзшей талой водой (Wahrhaftig, Cox, 1959). Второй – каменный глетчер – это не что иное, как ледник, погребенный под обломками горных пород (Whalley, Martin, 1992).

Глетчеры являются наиболее выразительным проявлением горной криолитозоны, которые быстро реагируют на климатические изменения, причем реакция каменных глетчеров и обычных ледников может быть противоположной (Галанин и др., 2015). Как и обычные ледники, каменные глетчеры вносят существенный вклад в формирование речного стока

некоторых горных районов, однако в этом отношении они исследованы недостаточно (Лыткин, 2016).

Установлено, что на Северо-Востоке России глетчеры сформировались преимущественно в тех районах, где годовое количество осадков составляет 500 мм или более. На территории Северного Приохотья Магаданской области по данным дистанционного зондирования Земли было обнаружено около 1160 образований каменного глетчера. Они распространены на хребтах Хасынский, Туманский, Корбэндя и Тенианный, а также в Бохапчинских и Дукчинских горах, на полуострове Кони. Вблизи пос. Карамкен на левом берегу руч. Сысынь расположен Карамкенский каменный глетчер, его возраст составляет около 2.7-2.9 тыс. лет.

В настоящее время также формируются глетчеры техногенного происхождения, один из таких находится на Колымском нагорье на территории золотосеребряного месторождения Кубака. Здесь на высоте около 700 м расположен отвал, который насыщается инфильтрационным льдом. По оценкам (Галанин и др., 2006; Моторов, 2008) каменный глетчер находится еще только в стадии формирования, которая завершится примерно через 40 лет.

Несмотря на значительное распространение данных объектов, комплексного изучения глетчеров не производилось, что связано с удалённостью и труднодоступностью крупных объектов, суровостью климата (Галанин, 2012). Слабо исследованы и внутреннее строение, и температурный режим, типы и количество льда внутри каменных глетчеров (Лыткин, Галанин, 2016).

Наледи

Наледи – это сезонное оледенение, которое образуется в результате выхода поверхностных или подземных вод на замороженную поверхность. Они являются мощным регулятором стока рек и оказывают влияние на хозяйственную деятельность человека (Алексеев, 1987). На территории

Северо-Востока России было обнаружено около 10 тыс. ледяных образований, общая площадь которых составляет 14 000 км² (Соколов, 1975).

По данным Кадастра (1958) в Магаданской области насчитывалось 1820 наледей с суммарной площадью 1686 км², по современным снимкам Landsat (2018–2021) количество учтенных наледей подземных вод увеличилось до 2503, а их общая площадь уменьшилась до 772.9 км². Наледи подземных вод расположены на разных высотах практически от уровня моря (5–10 м) до 1300 м, но большинство из них – в диапазоне 400–800 м (как и самые крупные наледи). Площадь учтенных наледей изменяется от 0.01 до 7.75 км², самая крупная наледь Магаданской области расположена в бассейне р. Ясачная – с. Нелемное (Рис. 49, Рис. 50).

В Табл. 13 представлены расчеты доли вклада наледного питания рек верховьев бассейна р. Колымы. Для отдельных рек наледный сток колеблется от 0.6 до 14.3 мм в год, или 0.4-5.9 % (в среднем 2.9%). Запас наледных ресурсов в процентах от зимнего стока рек достигает 35-339% (в среднем 73%), а для всего бассейна р. Колымы – в створе Усть-Среднекан – 51%. Доля стока весеннего половодья, формирующегося наледными водами, изменяется от 0.5 до 9.2% (в среднем 4.6%). Наибольший вклад наледей в формирование речного стока отмечен для р. Берелех и Кулу.

Табл. 13 Наледность частных водосборов бассейна р. Колымы до пос. Усть-Среднекан и роль наледей в формировании речного стока в различные периоды гидрологического цикла.

Код поста	Река – створ	F, км ²	H, мм	H _{зим} н, мм	H _{по} л, мм	N	S, км ²	W, тыс. м ³	Z, %	H1, мм	P1, , %	P2, , %	P3, %
1001	р. Колыма – с. Оротук	4260 0	22 8	9.4	92	265	138. 1	280878	0.3 2	6.5	2. 8	69	4.9
1010	р. Колыма – пос. Усть-Среднекан	9940 0	24 2	25.9	101	133 0	657. 9	137800 8	0.6 6	13. 2	5. 5	51	9.2
1024	р. Аян-Юрях – пос. Эмтегей	9560	21 5	7.7	96	56	24.3	47664	0.2 5	5.1	2. 4	66	3.7
1050	р. Берелех – пос. Переправа	4980	21 1	3.6	79	62	30.8	63051	0.6 2	12. 4	5. 9	33 9	11. 0
1095	р. Кулу – с. Кулу	1030 0	29 3	17.7	127	125	74.2	154066	0.7 2	14. 4	4. 9	82	8.0
1124	р. Тенке (Тенгке) – 2.2 км выше устья р. Нилькоба	1820	25 7	9.1	128	10	2.9	5174	0.1 6	3.2	1. 2	35	1.7
1144	р. Нелькоба – пос. Нелькоба	2110	33 9	19.7	165	21	15.1	31701	0.7 2	14. 3	4. 2	73	6.1
1151	р. Детрин – устье р. Омчука	3490	32 3	21.3	142	32	18.5	38439	0.5 3	10. 6	3. 3	50	5.2
1152	р. Детрин – устье р. Вакханки	5630	29 0	16.6	132	44	20.6	41986	0.3 7	7.3	2. 5	44	3.9
1176	р. Бохапча – в 5.4 км от устья	1360 0	29 2	14.5	149	106	38.4	73151	0.2 8	5.7	1. 9	39	2.7
1194	р. Дебин – пос. Беличье	3460	27 6	6.5	141	26	6.7	11361	0.1 9	3.9	1. 4	60	1.9
1238	р. Таскан – пос. Усть-Таскан (Таскан 2-й)	9970	21 5	10.5	115	67	29.4	58636	0.3 0	5.9	2. 7	56	3.6
1293	р. Буюнда – в 3.8 км ниже устья р. Бурката	9090	30 2	19.5	153	102	25.2	46032	0.2 8	5.6	1. 8	28	2.5

1421	р. Погынден – устье р. Инкуливеем	1200 0	15 5	1.4	93	10	3.6	6953	0.0 3	0.6	0. 4	43	0.5
1597	р. Обо – устье р. Бурливая	664	29 9	13.4	139	3	2.4	3738	0.3 6	7.2	2. 4	54	3.6

F – площадь бассейна, Н – средний многолетний годовой слой стока, $H_{\text{зимн}}$ – слой зимнего стока (октябрь – апрель), $H_{\text{пол}}$ – слой стока половодья (май – июнь), N – количество наледей, S – восстановленная площадь наледей, W – объем наледей, рассчитанный по восстановленной площади, Z – наледность бассейна, H1 – наледные ресурсы, P1, P2 и P3 – наледные ресурсы в % от годового, зимнего стока рек и в период весеннего половодья.

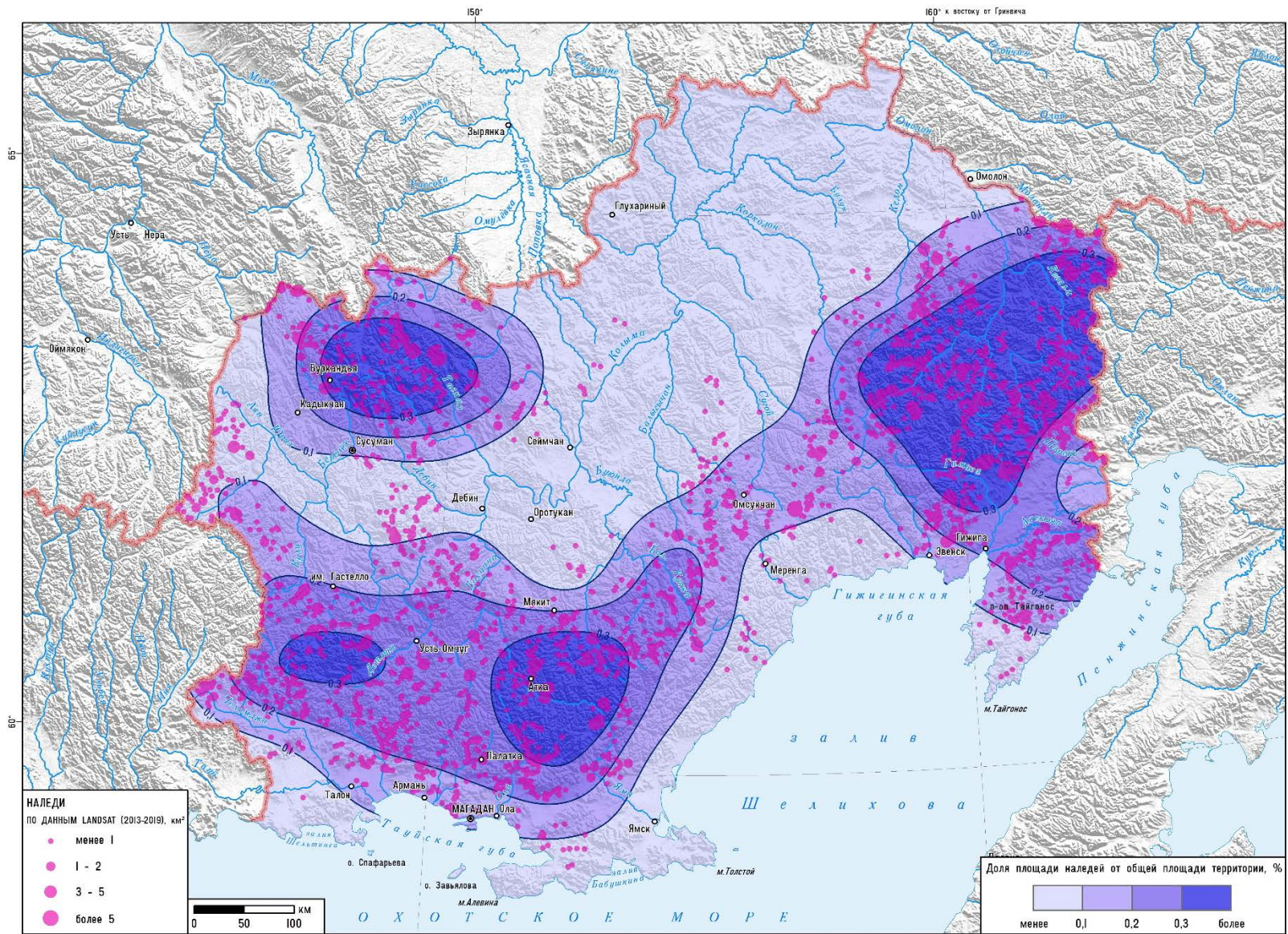


Рис. 50 Наледность территории Магаданской области по современным данным спутниковых снимков Landsat (2018-2020)

Антропогенное влияние

Горнодобывающая промышленность является основой экономики Магаданской области. Здесь сосредоточен значительный запас драгоценных металлов (золото, серебро), есть медь, вольфрам, молибден и др. Разведаны месторождения нерудных ископаемых, таких как нефть, газ, облицовочный камень, бурый уголь. Высоко развита рыбная промышленность, ведется добыча и переработка рыбы и морепродуктов. Энергообеспечение региона осуществляют Магаданская ТЭЦ, Колымская ГЭС и Аркагалинская ГРЭС, а также первые агрегаты Усть-Среднеканской ГЭС.

Нарушенные ландшафты

Золотодобыча на рудных и россыпных месторождениях сопровождается значительным воздействием на природную среду, в частности загрязнением рек взвешенными веществами (Чупаченко, 2020; Gallo Corredor et al., 2021) и тяжелыми металлами (Радомская, Радомский, 2014; Jarsjö et al., 2017), нарушением земель, в том числе обезлесением и изъятием сельскохозяйственных угодий (Schueler et al., 2011). В регионах с суровым климатом и сплошным распространением многолетней мерзлоты, к числу которых относится Северо-Восток России, восстановление ландшафтов на нарушенных участках занимает продолжительное время, что усугубляет перечисленные проблемы. Это связано с существенным изменением геокриологических условий нарушенных полигонов, антропогенным изменением таликовых зон и процессов водообмена в долинах рек. Экологическое состояние нарушенных ландшафтов определяется характером проявления криогенных процессов – термокарста, солифлюкции, морозного пучения (Иванов, 2013).

Магаданская область занимает первое место в России по добыче россыпного золота (Добыча..., 2022). Объем добычи увеличился с 14,5 т. в 2013 г. до 19,8 т. в 2021 г., что ведет к обострению существующих экологических проблем. По объему добычи рудного золота наблюдался еще более

значительный рост (в 4.5 раза за 8 лет). В регионе к главным действующим недропользователям относятся АО «ЗРК «Павлик», АО «Полюс Магадан», ООО «Омолонская ЗРК», ОАО «Сусуманский ГОК» Сусуманзолото», ОАО «ГДК «Берелех», ООО «Конго», «Наталкинский ГОК (АО «ЗРК «Павлик»)». Активная эксплуатация россыпей ведется в верховьях р. Колыма с 1930-х годов. Обнаружено 1214 месторождений, в которых содержится около 2039.1 тонн благородного металла. Добыча рудного золота выполняется в Тенькинском, Ольском, Ягодинской, Омсукчанском, Среднеканском и Северо-Эвенском районах. Разработка россыпей проводится в рр. Сухое Русло, Берелех, Мал. Столбовая, также планируется вести в эксплуатацию руч. Раковский и Болотный.

С учетом значительной площади нарушенных земель, возрастает необходимость их регулярного спутникового мониторинга, а также оценки восстановления растительного покрова на ранее отработанных участках месторождений. При этом следует учитывать, что процессы восстановления на отвалах, сформированных в результате дражной золотодобычи, протекают существенно дольше, чем на обычных отвалах, сформированных при разработке карьерным способом. В случае карьерной добычи грунт, который снимается с поверхности, содержит в себе семена растений – представителей местной флоры. Как только процесс разработки останавливается, начинается процесс восстановления растительности. В случае дражной золотодобычи мелкозернистый грунт, который является наиболее благоприятным для восстановления растительности, погребается под гравийной, хорошо промытой смесью, не содержащей никаких семян (Беликович, 2001).

Также при золотодобыче в реки поступают значительные объемы взвешенных веществ, которые распространяются вниз по течению на десятки и сотни км от источников – перерабатываемых драгой участков русел и пойм. Выявление и оценка масштабов загрязнения водотоков в труднодоступных районах также возможна по спутниковым снимкам, (Чупаченко, 2020). Данные наземного мониторинга загрязнения вод, связанного с золотодобычей,

крайне ограничены ввиду редкости сети гидропостов, на большинстве которых не производятся измерения концентрации взвешенных веществ и мутности воды.

Использование спутниковых снимков миссии Sentinel-2 с пространственным разрешением 10 м и повторяемостью съемки каждые 2-3 дня позволяет объективно оценить ежегодные изменения площади нарушенных при золотодобыче земель, несмотря на относительно невысокую повторяемость безоблачных дней в летний сезон и короткую продолжительность вегетационного периода.

По снимкам Sentinel-2 были решены следующие задачи:

1. Оценена площадь земель, нарушенных при золотодобыче за период действия спутниковой миссии Sentinel-2, т.е. с 2016 по 2022 гг. Поскольку для некоторых участков безоблачные снимки за 2016 г. были недоступны, использовались снимки за 2017-2018 гг.

2. Определена суммарная площадь нарушенных земель на участках активных разработок, т.е. на которых за последние 4-6 лет производились работы по добыче полезных ископаемых, и наблюдался прирост площади нарушенных земель. Т.е. для каждого участка нарушенных земель, площадь которого увеличилась за этот период, была определена также его общая площадь.

В качестве исходных данных использованы 26 пар снимков Sentinel-2, полученных в 2016 (для 11 участков – в 2017 или 2018 гг.) и 2022 г. Снимки получены за июль-август, т.е. часть вегетационного периода, когда отмечается наибольший контраст по спектральным характеристикам между участками, покрытыми растительностью и нарушенными землями. Диапазон дат съемки – от 7 июля до 31 августа, облачность на снимках не превышала 10%. В качестве дополнительных данных был использован полученный в 2021 г. картографический слой горных отводов на территорию Магаданской области.

Как и при работе со снимками Landsat, оценка площади нарушенных земель выполнена на основе расчета вегетационного индекса NDVI и его

разности (для выявления участков земель, нарушенных за период между съемками). При нарушении растительного покрова происходит резкое снижение NDVI. Участки, нарушенные при золотодобыче, как правило, полностью лишены растительного покрова и имеют характерные значения NDVI от 0.0 до 0.1, за исключением тех случаев, когда они покрыты водой. Эти критерии были использованы при создании модели геообработки в программном пакете ArcGIS для выделения нарушенных земель (Рис. 51). Модель реализует расчет NDVI по парным снимкам, расчет разности NDVI, а также нормализованного разностного индекса NDWI для исключения водных объектов.

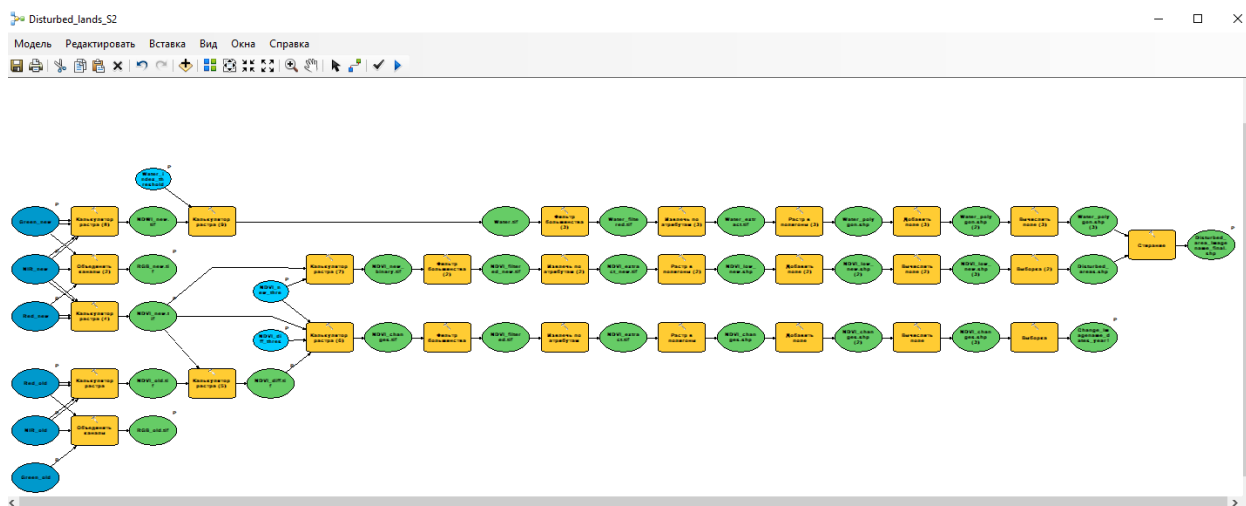


Рис. 51 Модель геообработки для выделения нарушенных земель по разновременным снимкам Sentinel-2

В модели геообработки заданы три параметра, которые могут быть изменены пользователем. Это пороговое значение NDVI, характерное для нарушенных земель, (верхнее пороговое значение принято равным 0.1), разность NDVI по снимкам, полученным до и после нарушения (нижнее пороговое значение 0.3), а также порог индекса NDWI для отсекаания водных объектов (нижнее пороговое значение 0.1).

В результате работы модели создаются два картографических слоя – нарушенные земли за период между двумя датами съемки, а также суммарная площадь нарушенных земель на всех участках, где производилась разработка в 2016-2022 гг. Большинство выделенных участков нарушенных земель

попадает в пределы горных отводов и приурочено к долинам рек. Для каждой пары снимков после автоматического выделения нарушенных земель была проведена их ручная верификация, которая включала, прежде всего, удаление ошибочно выделенных участков – гарей от природных пожаров, а также отмелей на реках, которые образовались вследствие естественной изменчивости русел. Также производилось редактирование (слияние) выделенных объектов в зонах перекрытия сцен Sentinel-2 (Рис. 52).

Существенным ограничением метода является исключение из анализа водных объектов, которые образовались при разработках, поскольку до 10-20% общей площади разработок могут быть заняты искусственными водоемами.

Всего на территории Магаданской области выявлено 26,03 тыс. га земель, нарушенных при разработке полезных ископаемых за период действия съемочной системы Sentinel-2 (т.е. с 2016 по 2022 г., на отдельных участках с 2017-2018 по 2022 гг.). Общая площадь земель, нарушенных активными разработками, оценивается в 72.6 тыс. га. Более половины всего прироста площади нарушенных земель и 43.3% от общей площади приходится на Ягоднинский район, также значительные площади нарушений имеются в Сусуманском и Тенькинском районах (Табл. 14). Крупнейший на территории области массив нарушенных земель площадью свыше 8 тыс. га расположен вдоль р. Бёрёлёх ниже города Сусуман. Минимальный прирост площади нарушенных земель отмечен в Омсукчанском районе. В Сусуманском районе площадь нарушенных свежими разработками земель составляет почти 1% от площади всего района.

Табл. 14 Распределение площади нарушенных земель по районам области

Район	Площадь района, км ²	Площадь нарушенных земель, км ²
-------	---------------------------------	--

		Общая	Прирост за период работы миссии Sentinel- 2
Ольский	75908	3.0	2.8
Омсукчанский	35600.6	31.4	0.5
Северо-Эвенский	46852.2	20.1	5.0
Среднеканский	29903.6	38.0	18.2
Сусуманский	19212.3	180.2	45.7
Тенькинский	91479.3	113.3	42.6
Хасынский	60587.3	25.8	9.6
Ягоднинский	102201	315.8	135.9

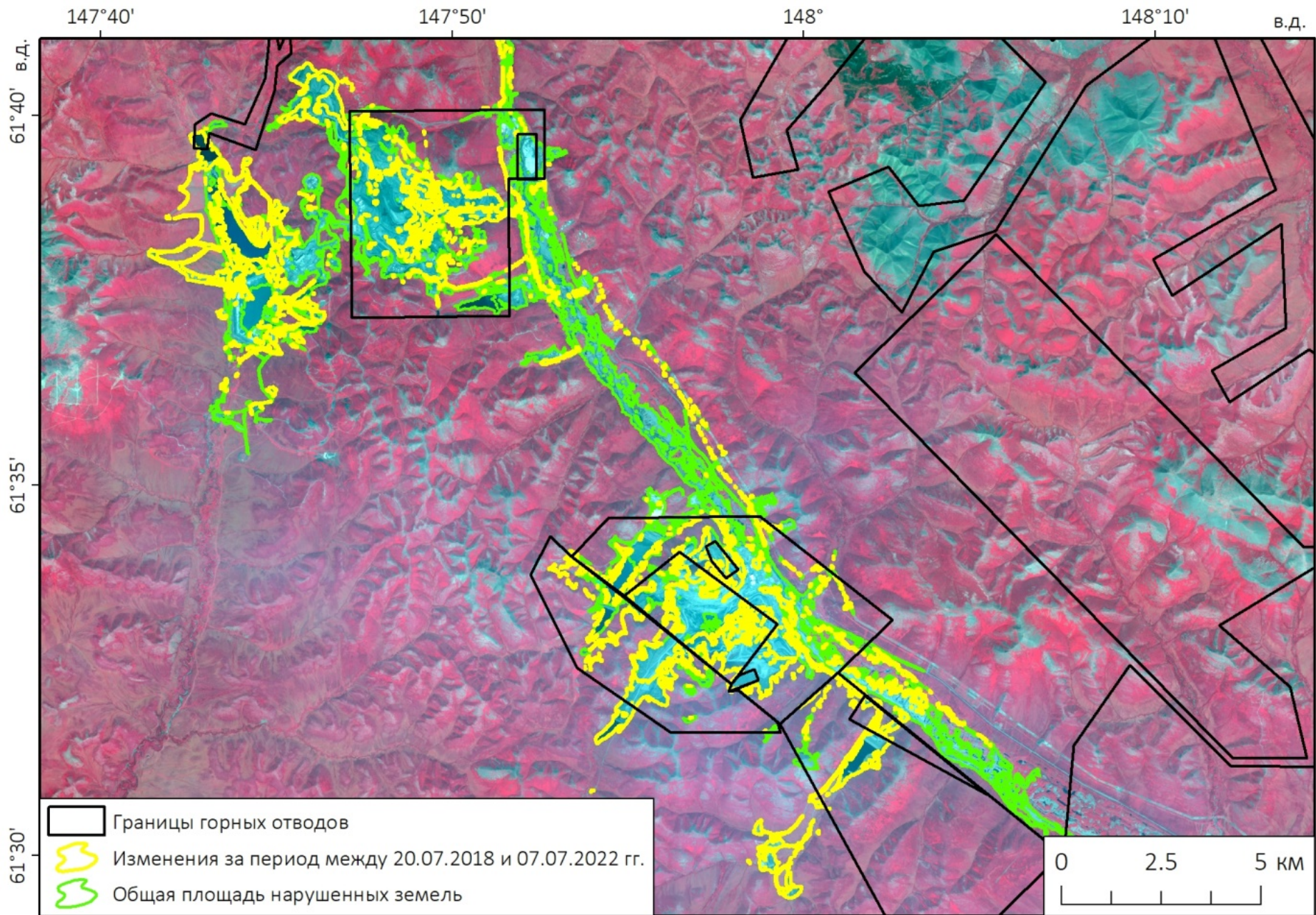


Рис. 53 Пространственное распределение нарушенных земель, выявленных по снимкам Sentinel-2 на территории Магаданской области

Оценка загрязнения воды взвешенными веществами

Важнейшим признаком загрязнения рек при золотодобыче является высокая мутность воды, обусловленная поступлением взвешенных веществ. По мере роста их концентрации яркость водной поверхности в видимых каналах спектра возрастает, что позволяет выявить такое загрязнение по спутниковым снимкам. Первые публикации о возможности изучения распространения взвесей по данным спутниковой съемки появились еще в 1970-х гг. (Ritchie et al., 1976; Лабутина, Сафьянов, 1980). Была обнаружена линейная зависимость между коэффициентами спектральной яркости (КСЯ) водной поверхности в видимом диапазоне и концентрацией взвешенных веществ (Total Suspended Matter, TSM).

Количественные оценки мутности воды и TSM по спутниковым данным основаны на методах различной сложности. В ряде работ предложены простые регрессионные модели, позволяющие рассчитать значение TSM на основе КСЯ водной поверхности по спутниковым снимкам (Лабутина, Тарасов, 2018; Ле Хунг Чинь и др., 2020; Tripathi et al., 2020). Их общим недостатком является необходимость калибровки для каждого конкретного водотока. Также применяются физически-обоснованные модели (Nechad et al., 2010) или нейронные сети (Chen et al., 2015). Алгоритмы спутниковой оценки TSM могут существенно различаться для морских акваторий, озер и рек (Liu et al., 2019).

В настоящей работе для расчета TSM использован модуль The Case 2 Regional Coast Color Processor (C2RCC Processor, Brockmann et al., 2016), разработанный для программного пакета ESA SNAP версии 8.0. Алгоритм расчета TSM и других характеристик водной поверхности основан на моделировании переноса излучения. Расчеты выполняются набором нейронных сетей, которые позволяют восстановить количественные характеристики состояния поверхностных вод на основе коэффициентов спектральной яркости водной поверхности, полученных после атмосферной коррекции, и восстановленных коэффициентов поглощения и рассеяния излучения. Процедура атмосферной коррекции методом Sen2Cor также

включена в функциональность модуля, т.е. на вход для расчетов подаются данные сенсора MSI уровня обработки L1B. Опыт применения модуля C2RCC Processor для оценки мутности и TSM в пресных водах представлен в работах (Neves et al., 2021; Nazirova et al., 2021) и в ряде других.

При расчете TSM в модуле C2RCC Processor необходимо задать значения ряда параметров. Большинство из них были приняты по умолчанию, за исключением солености (задана равной 0.01 ppt), высоты местности (400 м над уровнем моря, что близко к урезу Колымского вдхр.), атмосферного давления, приведенного к уровню моря (1010 гПа) и температуры воды (задано значение 5°C). Расчет выполнен с помощью набора нейронных сетей C2RCC-nets. В результате получены значения TSM, а также степень его неопределенности для каждого пиксела водной поверхности с пространственным разрешением 20 м.

Расчеты выполнены по 27 сценам Sentinel-2, которые относятся к двум ячейкам глобальной сетки (T55VEK и T55VEJ) и покрывают исследуемый участок от г. Сусуман до Колымского вдхр. Получены снимки за весь период действия съемочной системы Sentinel-2 (с 2016 по 2021 гг.). Самой ранней датой съемки стало 18 июня, а самой поздней – 12 сентября. Из-за относительно благоприятных условий по облачности, наблюдавшихся в 2021 г., 12 из 27 проанализированных сцен приходится на этот год.

Для оценки изменчивости мутности воды во времени были выделены 10 тестовых полигонов в пределах русел рек Берелех, Аян-Юрях, Колыма, а также на Колымском вдхр. Эти участки расположены выше и ниже по течению от источников загрязнения, или от мест впадения загрязненных притоков, а их площадь составляет от 18 до 473 тыс. м². В пределах этих участков были рассчитаны средние значения TSM по снимкам.

Для оценки изменения мутности вниз по течению от основного источника загрязнения также был построен «профиль» вдоль рек Берелех, Аян-Юрях и Колыма, от г. Сусуман до Колымского вдхр. Профиль состоит из 22-х точек с шагом 10 км, для каждой из которых также были извлечены

значения TSM. Аналогичный подход ранее применялся для визуализации распространения загрязнения от изливов кислых шахтных вод (Pyankov et al., 2021).

По снимкам Sentinel-2 за 2016-2021 гг. установлено, что основным источником загрязнения рек Сусуманского и Тенькинского районов в настоящее время являются разрабатываемые россыпные месторождения золота в пойме р. Берелёх. Также разработки ведутся в пойме р. Омчак, но ширина водотока здесь недостаточна для того, чтобы оценить мутность по снимкам с пространственным разрешением 20 м, поэтому мутность воды р. Омчак не анализировалась. Крупнейший источник загрязнения находится в 10-15 км выше впадения р. Берелёх в р. Аян-Юрях. При слиянии этих рек отмечается значительное различие в мутности воды (Рис. 54). Далее вода с высокой мутностью распространяется вниз по течению рек Аян-Юрях и Колыма вплоть до Колымского водохранилища, т.е. более чем на 200 км.

В 2021 г. было получено 5 безоблачных снимков на данную территорию за период с конца июня по сентябрь. Рассчитанное по этим снимкам значение TSM в воде р. Аян-Юрях ниже впадения загрязненной р. Берелех в 2-10 раз превышало аналогичное значение, оцененное выше по течению от впадения этого притока. Максимальное значение TSM (115,4 г/м³) отмечалось 29 июня 2021 г. Однако ранее, в 2017-2019 гг., мутность воды р. Аян-Юрях выше и ниже по течению от устья р. Берелёх была сопоставимой (Рис. 55а). Это указывает на повышение значимости р. Берелёх как источника загрязнения именно в последние два года.

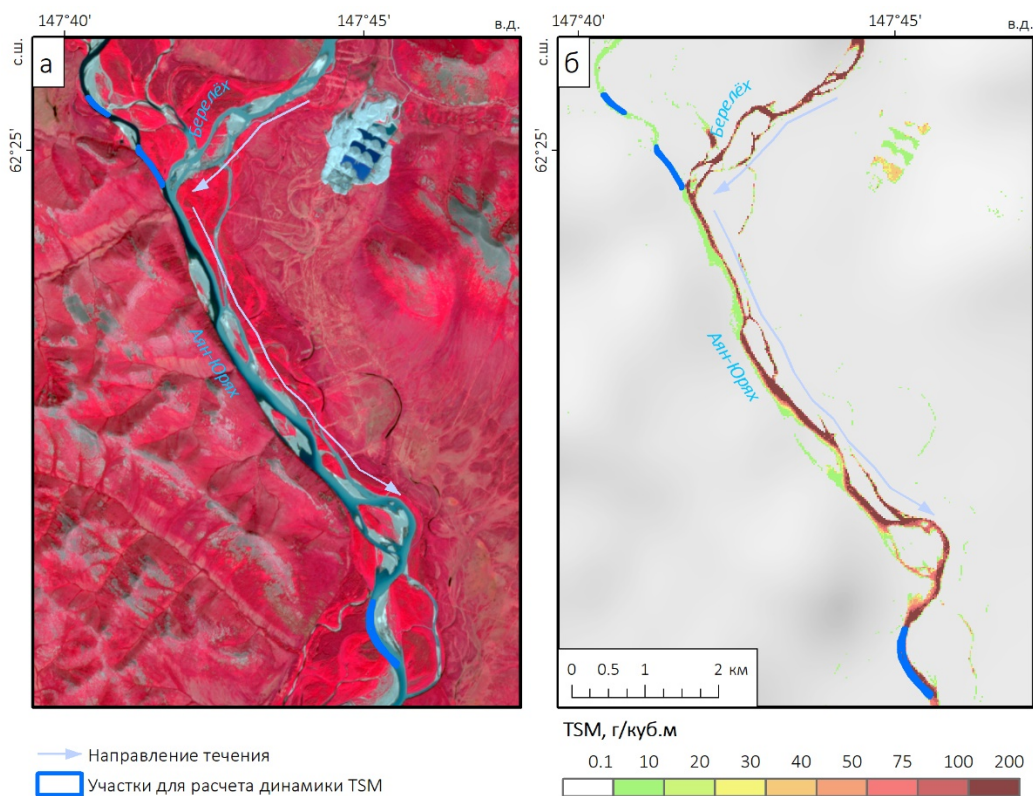


Рис. 54 Фрагмент снимка Sentinel-2 за 19.07.2021 г. в комбинации каналов NIR-Red-Green на участок у слияния рек Аян-Юрях и Берелёх (а), и расчетные значения TSM в воде (б)

При слиянии р. Аян-Юрях и Кулу (дающих начало р. Колыма) также обнаруживается резкое повышение TSM (от 1.7 до 16 раз, в зависимости от даты съемки). Причем эта закономерность не менялась на протяжении последних шести лет (с 2016 г.). В пойме р. Кулу разработка россыпных месторождений не ведется, поэтому мутность воды может рассматриваться как фоновая (Рис. 55б).

Как следует из Рис. 55, значения TSM в загрязненных реках испытывают сильные внутригодовые и межгодовые колебания. Если межгодовая изменчивость может быть связана с увеличением площади разработок в пойме р. Берелёх, то внутригодовая изменчивость, вероятно, обусловлена режимом стока, т.е. мутность растет с увеличением расходов воды. Так, при сравнении расчетных значений TSM с данными об уровнях воды на гидропосту р. Колыма – с. Оротук (положение которого показано на рис. 1) отмечается максимум TSM в период спада весеннего половодья (29.06.2021). Минимумы

приходятся на маловодные периоды в июле, августе и сентябре, а 31 августа отмечается существенный рост мутности, совпадающий с кратковременным подъемом уровня воды в реке из-за дождей (Рис. 56а). При этом растут также и фоновые значения мутности (выше впадения загрязненных притоков).

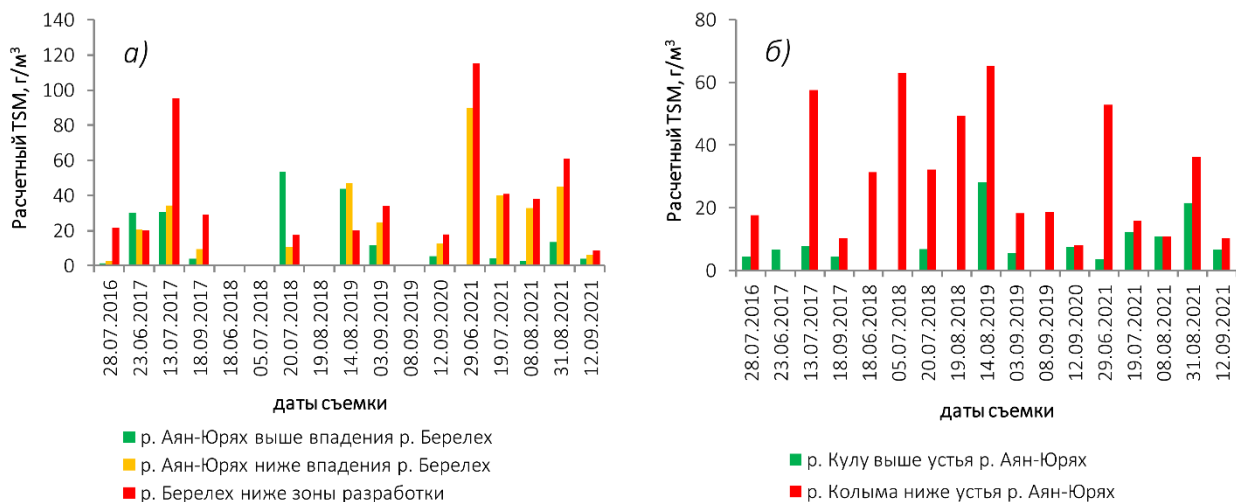


Рис. 55 Расчетные значения TSM по снимкам Sentinel-2 на тестовых участках вблизи слияния рек Аян-Юрях и р. Берелёх (а), р. Аян-Юрях и р. Кулу (б)

Изменения мутности воды от г. Сусуман до Колымского водохранилища, оцененные по снимкам Sentinel-2 за 2021 г., имеют в основном согласованный характер (Рис. 56б). Минимальные значения TSM во всех случаях отмечались вблизи г. Сусуман, т.е. выше по течению от источников загрязнения, а максимальные – ниже по течению от него, т.е. вблизи слияния рек Аян-Юрях и Берелех. Этот максимум наиболее хорошо выражен в случае 29.06.2021 г., когда наблюдались самые высокие значения TSM. Далее мутность снижается в связи с разбавлением воды ниже слияния рек Кулу и Аян-Юрях. В случае 12.09.2021 г. распределение мутности было иным – максимум ниже источников загрязнения почти не выражен, а самое высокое расчетное значение TSM (28 г/м^3) отмечалось уже вблизи Колымского водохранилища, т.е. на удалении более 100 км от источников загрязнения, что указывает на их незначительный вклад в общую мутность воды.

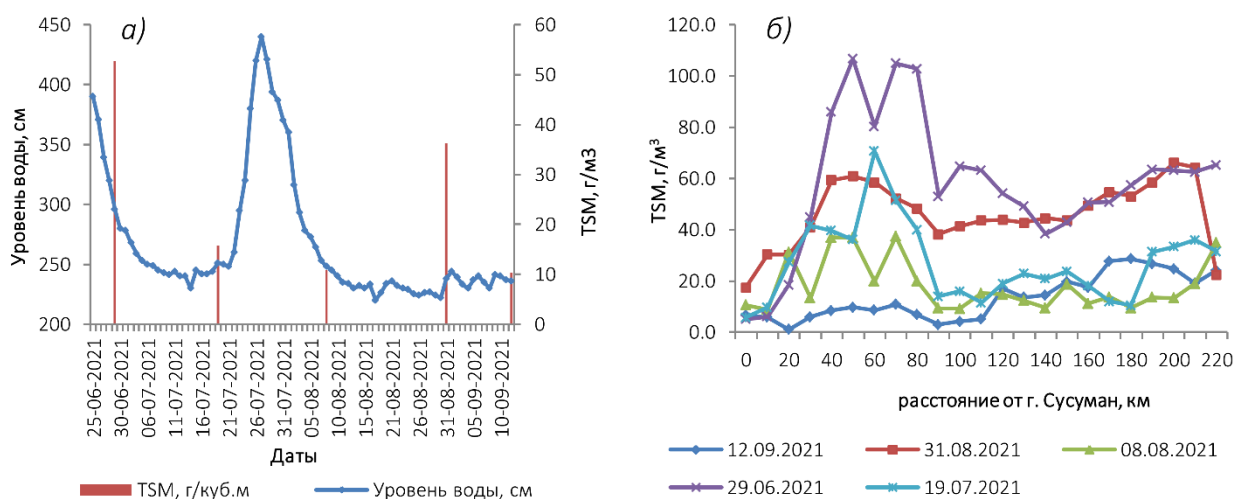


Рис. 56 Динамика расчетных значений TSM по снимкам Sentinel-2 и уровня воды по данным гидропоста р. Колыма – с. Оротук (а), и изменения расчетных TSM вниз по течению рек от г. Сусуман до Колымского вдхр. (б). Данные за летний период 2021 г.

Современное состояние гидрометеорологической сети

Плотность метеорологической сети и источники метеорологической информации

Метеорологическая сеть является основой информационно-измерительной системы Росгидромета. Обеспечением потребностей государства, юридических и физических лиц в гидрометеорологической информации, в информации о состоянии окружающей среды, ее загрязнении, в том числе экстренной информацией, на территории Магаданской области занимается «Колымское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды» (ФГБУ "Колымское УГМС").

В 1966 г. на территории Магаданской области функционировало 39 метеорологических станций. Однако за период 50 лет (1966–2015 гг.) сеть гидрометеорологических наблюдений в Магаданской области сильно сократилась. Так по данным на 2015 год их количество уменьшилось более, чем в 2 раза, и составило 18 станций. Кроме того, сокращается не только количество станций, но также и полнота работ на них. Например, количество

станций, на которых производятся наблюдения за температурой почвы на глубинах ниже 80 см, сократилось в 5 раз с 10 станций до 2 (Табл. 15, Рис. 57).

Табл. 15 Обеспеченность метеорологическими данными за разные периоды

	1966	2015
Станции	39	18
Посты	62	-
Станции с наличием данных о температуре почвы ниже 80 см	10	2

В свободном доступе подробная метеорологическая информация представлена на сайте Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации (<http://meteo.ru>) за период с начала наблюдений на станциях до 2020 года по основным метеорологическим переменным:

- данные срочных наблюдений за метеорологическими элементами станций, а также суточные и месячные значения температуры воздуха и количества осадков от начала наблюдений до 2020 года.
- характеристики снежного покрова для метеорологических станций. Массив создан по данным ежедневных наблюдений за высотой снежного покрова и степенью покрытия снегом окрестности станции.
- данные по снегомерным съемкам, которые содержат информацию о высоте и плотности снежного покрова, толщине ледяной корки и слоя снега, насыщенного водой, а также степень покрытия снегом и ледяной коркой маршрута и состояние поверхности почвы под снегом.

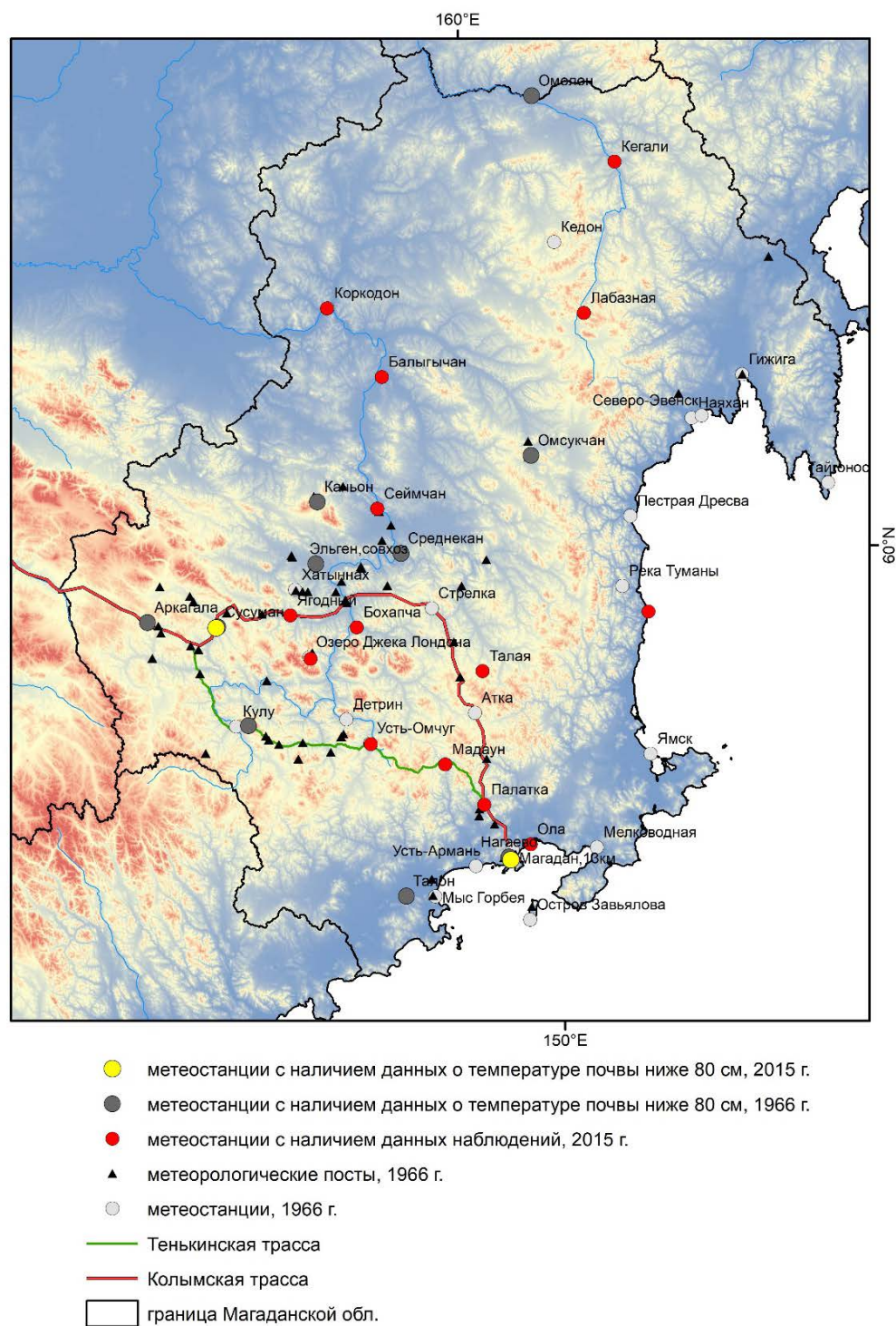


Рис. 57 Карта метеорологических станций и постов Магаданской области

Более подробные данные о метеорологической информации можно найти в Метеорологических ежемесячниках, которые предназначены для обеспечения метеорологическими данными научно-исследовательских и народнохозяйственных организаций и для международного обмена. Каждый выпуск состоит из 13 номеров. В последний номер помещаются данные

годовых значений, в остальных публикуются данные месячных выводов метеорологических наблюдений. Выпуск состоит из двух частей. В первой части Ежемесячника представлены ежедневные данные за четыре срока (00, 06, 12, и 18 час. среднего гринвичского времени) и суточные выводы по 8 срокам по выборочной сети станций, расположенных в различных природных зонах и имеющих наиболее длительные ряды наблюдений. Во второй части размещены данные по измерениям температуры воздуха и почвы на поверхности и глубинах, влажностью, видимостью, облачностью, скоростью и направлением ветра, атмосферным давлением, осадками, снежным покровом, гололедно-изморозевыми отложениями и атмосферными и опасными явлениями. Отдельный интерес вызывает наличие данных об осадках и их интенсивности выпадения по записям плевниографа, которые приведены для дождей с количеством осадков 10 мм и более. Метеорологические ежемесячники за современный период формируются в электронном виде и хранятся в ВНИИГМИ МЦД (г. Обнинск) и Главной геофизической обсерватории им. А.Е. Воейкова (ГГО). В свободном виде не распространяются.

В 50–70 гг. прошлого века в связи с освоением территорий арктического региона активно развивалась сеть гидрометеорологических наблюдений. В дальнейшем большая часть пунктов наблюдений в труднодоступных местах была закрыта. В 70-х годах материалы наблюдений были обобщены и выпущены в различном виде – справочники, материалы и пр. Исторические данные наблюдений зачастую являются единственным источником информации для удаленных территорий. Они доступны в печатной форме в библиотеках учреждений Росгидромета (например, ГГИ).

Справочник по Климату СССР (Выпуск 33. Чукотский национальный округ и Магаданской области). Справочник состоит из пяти частей – 1) Солнечная радиация, радиационный баланс и солнечное сияние; 2) Температура воздуха и почвы; 3) Ветер; 4) Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров; 5) Облачность и атмосферные явления. В них

обобщены материалы наблюдений за элементами климата на метеорологических станциях и постах за период до 1966 года (Табл., Рис.). Уникальность этого издания состоит в том, что в нем приведены данные по 62 труднодоступным метеорологическим постам (в том числе, в горных районах), которые впоследствии были закрыты, и оказались в течение более 50 лет не охвачены наблюдениями.

На основе данных климатического справочника 1966 г. об осадках на метеорологических постах построены карты распределения норм годовых осадков, осадков в теплый (5-9 месяцы) и холодный периоды года (10-4 месяцы). Они представлены на Рис. 58, Рис. 59 и Рис. 60. Для величин осадков в холодный период выявлена значимая зависимость от расстояния до моря, а для теплого периода – от высоты.

145°

150°

к востоку от Гринвича

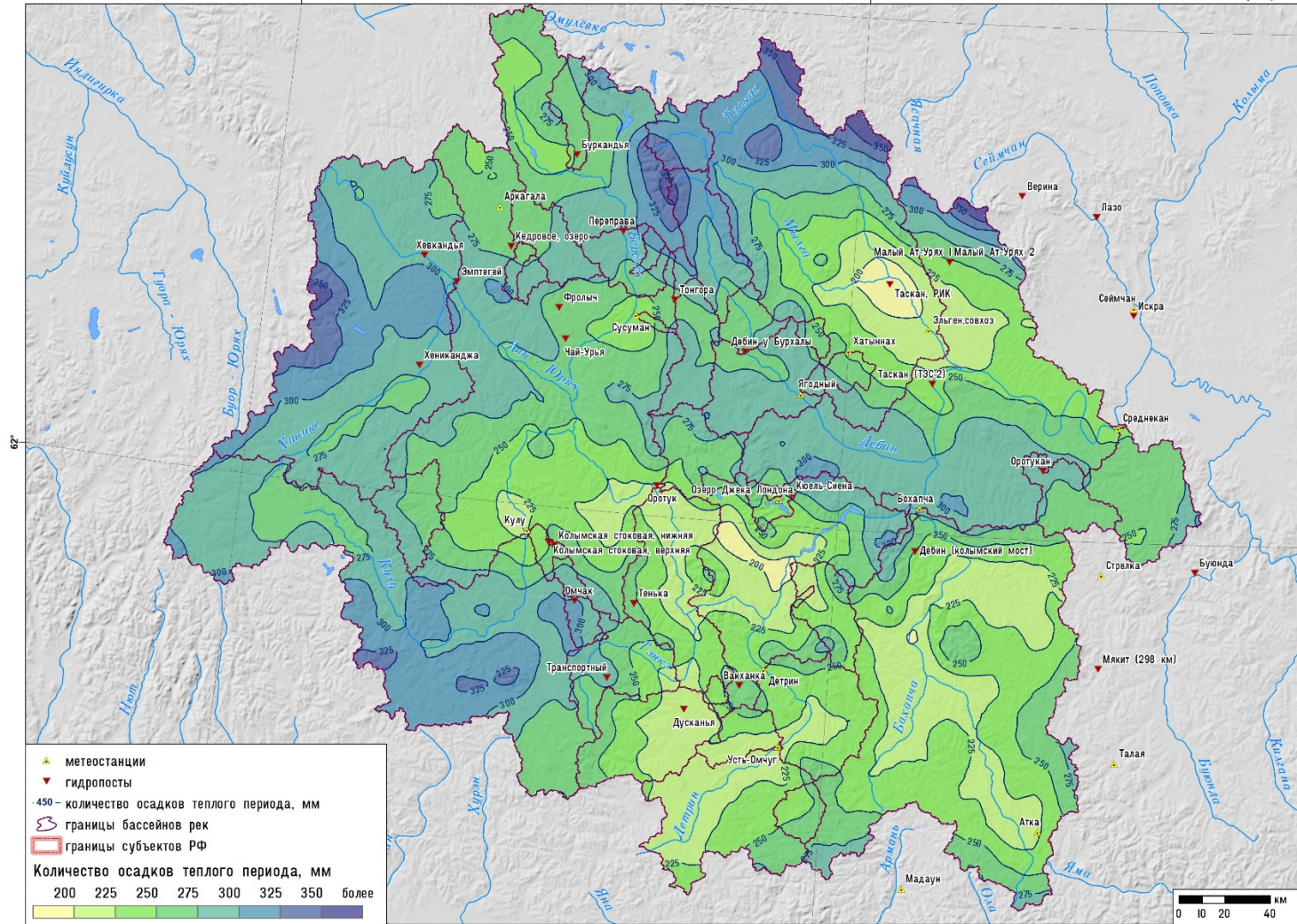


Рис. 58 Распределение осадков в теплый период, бассейн р. Колымы – створ Усть-Среднекан

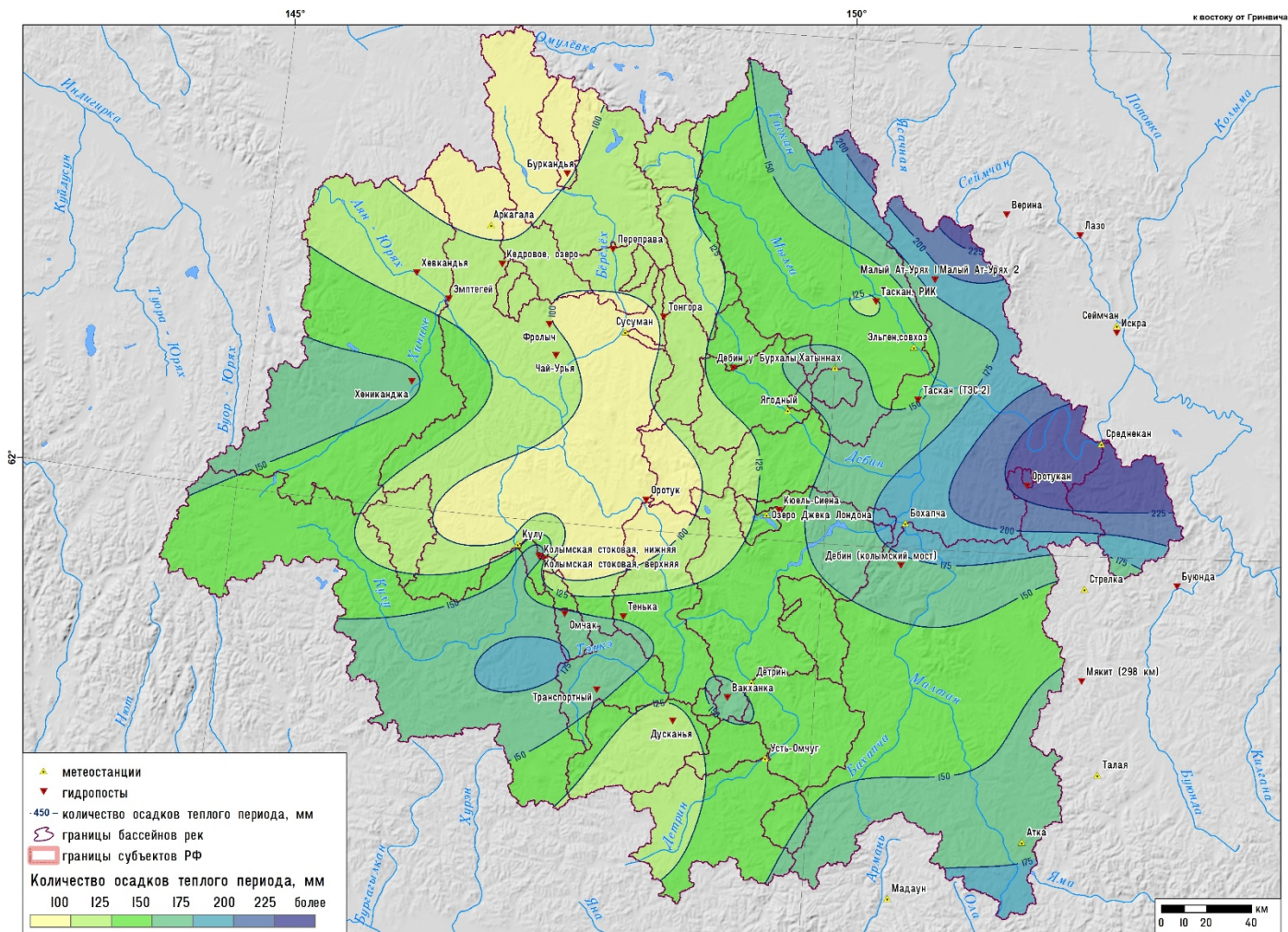


Рис. 59 Распределение осадков в холодный период, бассейн р. Колымы – створ Усть-Среднекан

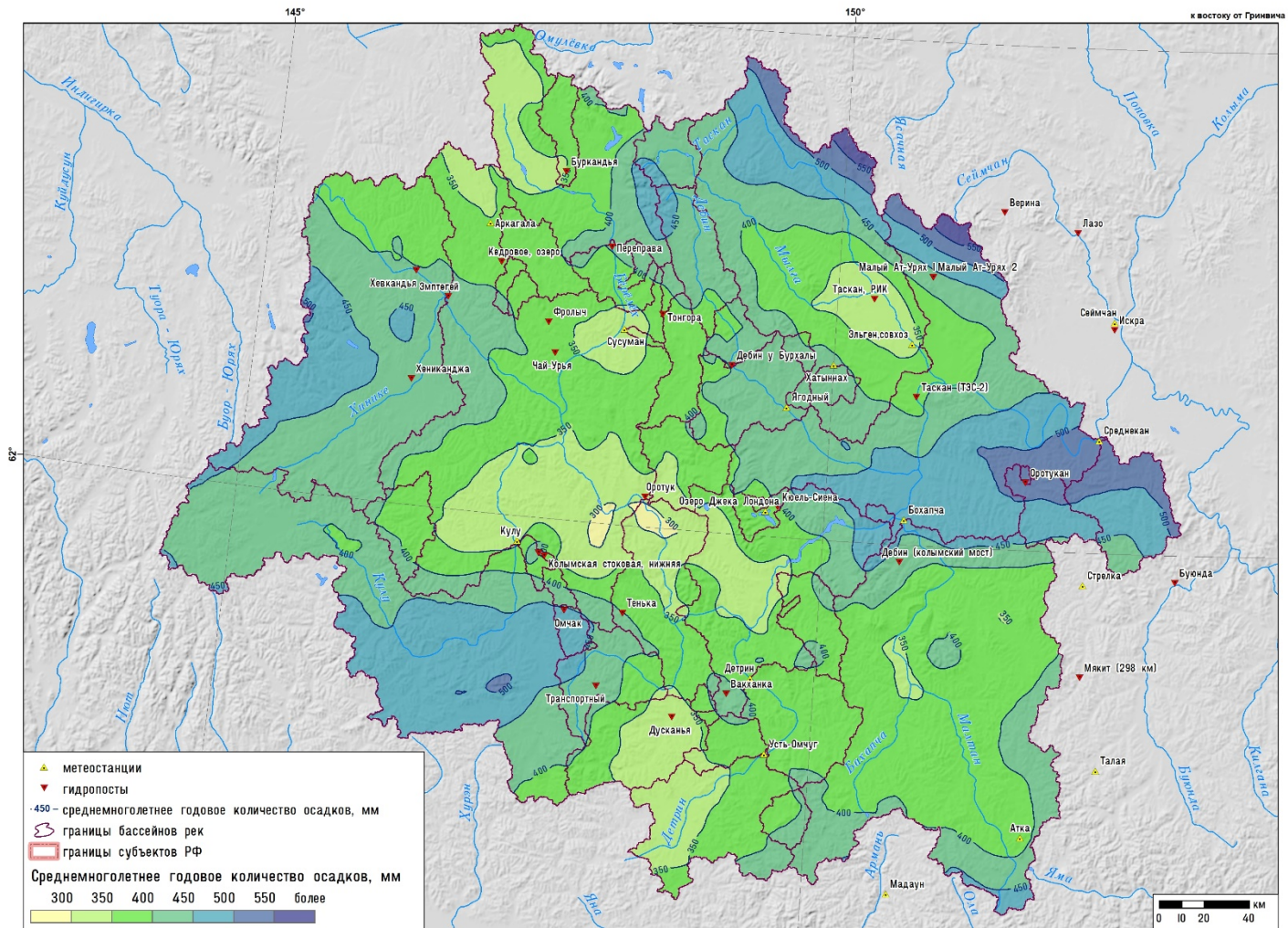


Рис. 60 Годовое количество осадков, бассейн р. Колымы – створ Усть-Среднекан

Материалы наблюдений за испарением с почвы за период 1951–1968 гг. содержат в себе данные об испарении с поверхности суши, полученные по единой методике с помощью почвенных испарителей. Несмотря на возраст материалов, зачастую они являются единственным источником данных об испарении, одном из основных элементов водного баланса. Для территории Магаданской области такие наблюдения проводились на Колымской водно-балансовой станции, на станциях Талон, Анмангында, Ягодный и Аннушка.

Материалы наблюдений на опорных станциях комплексной водно-балансовой сети, почвенно-испарительных и снего-испарительных пунктах (1969–1970) (Выпуск 12, Дальневосточное УГМС) содержат данные об испарении с поверхности суши и снежного покрова, характеристиках снежного покрова, глубине промерзания и протаивания почв, уровнях подземных вод и других параметрах. В Выпуске представлены данные по станциям Анмангында, Аннушка, Дукат, Кулу, Колымская водно-балансовая станция, Снежная Долина, Талон, Тангара, Транспортный и Ягодный.

В настоящее время сокращение гидрометеорологических наблюдений приводит к сложности изучения влияния изменения климата на природные процессы, а также к росту неопределенностей в прогнозировании реакции природной среды на это изменение, которое необходимо для безопасного функционирования промышленных объектов и объектов инфраструктуры региона. Сокращение количества постов наблюдений в зоне мерзлоты наблюдается по всей стране (Рис. 61).

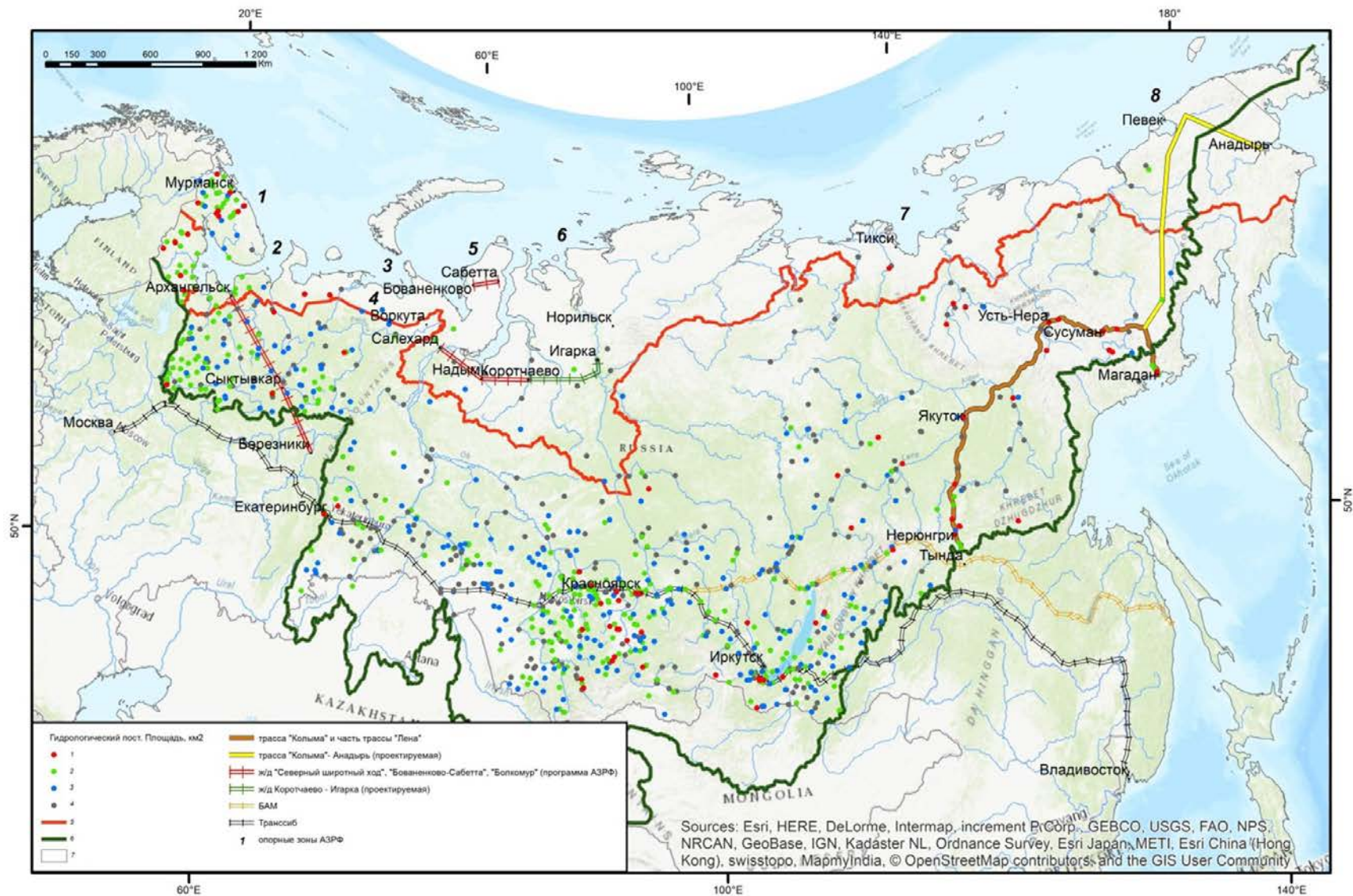


Рис. 61 Действующие в 2008 году расходные гидрологические посты на территории бассейна СЛЮ, а также существующие и планируемые транспортные проекты АЗ и общей связности территорий России. 1 – гидрологический пост, замыкающий площадь менее 200 км²; 2 – гидрологический пост, замыкающий площадь 200-2000 км²; 3 –

гидрологический пост, замыкающий площадь 2000-10000 км²; 4 – гидрологический пост, замыкающий площадь более 10000 км²; 5 – граница АЗРФ; 6 – граница рек бассейна СЛО; 7 – государственные границы.

Гидрологическая сеть

Государственная гидрологическая сеть России, находящаяся в ведении Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромета), включает сеть станций и постов на реках, крупных каналах, озерах и водохранилищах, центры обработки данных и оперативно-прогностического обслуживания (гидрометеорологические обсерватории).

Гидрологические наблюдения на территории Магаданской области также производятся «Колымским управлением по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды». В 1980 году на территории области функционировали 99 гидрологических постов, на 74 из которых проводились измерения расходов воды. За последние десятилетия плотность гидрологической сети территорий криолитозоны России сократилась более чем в полтора раза, а на малых реках – более чем в три раза (Макарьева и др., 2018б). Территория Магаданской области не исключение. К 2008 году количество СТОКОВЫХ постов сократилось более чем в 3 раза и составило 22 поста, а за последующие 10 лет общее количество гидрологических постов, на которых изменяют расход воды, сократилось с 22 до 17 (снижение на 23%) (Рис. 62, Рис. 63, Табл. 16).

Табл. 16 Количество гидрологических постов Колымского УГМС, на которых измеряется расход воды, классифицированных по площади бассейна

<200			200-2000			2000-10000			>10000			Всего		
1980	2008	2019	1980	2008	2019	1980	2008	2019	1980	2008	2019	1980	2008	2019
36	12	7	17	5	5	13	2	2	8	3	3	74	22	17

Наибольшие изменения затронули посты, которые замыкают реки с площадью бассейна менее 200 км². Для последнего десятилетия их количество сократилось почти в 2 раза, а для периода с 1980 года – более чем в 5 раз. При этом распределение гидрологических постов по территории Магаданской области крайне неравномерно и не охватывает большую часть региона. На протяжении федеральной трассы «Колыма» (длина 2032 км), соединяющей города Якутск и Магадан, в 2008 году количество действующих

гидрологических постов составляло 11 (6 постов имели замыкающие площади менее 200 км²) из которых большая часть (5 постов) сконцентрирована в районе города Магадан (Макарьева и др., 2018б). Для сравнения: в Норвегии, площадь которой сопоставима с площадью Магаданской области и составляет 385 тыс. км², действует около 650 гидрологических постов, наблюдения на большинстве из которых автоматизированы, из них по 300 постам данные наблюдений доступны пользователям сети Интернет в режиме реального времени (Norwegian Water Resources and Energy Administration).

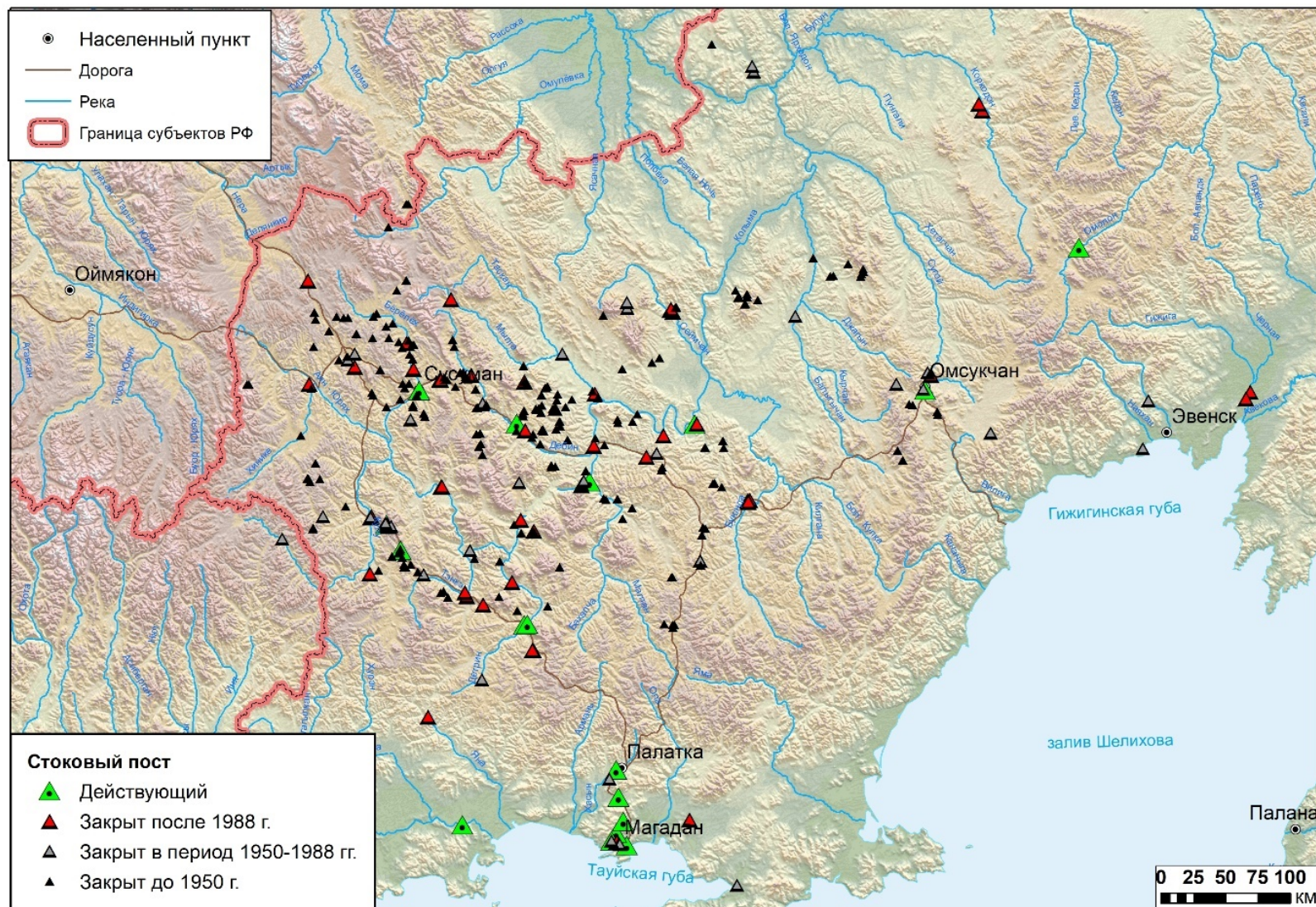


Рис. 62 Схема стоковых гидрологических постов Магаданской области в разные периоды развития гидрометеорологической службы

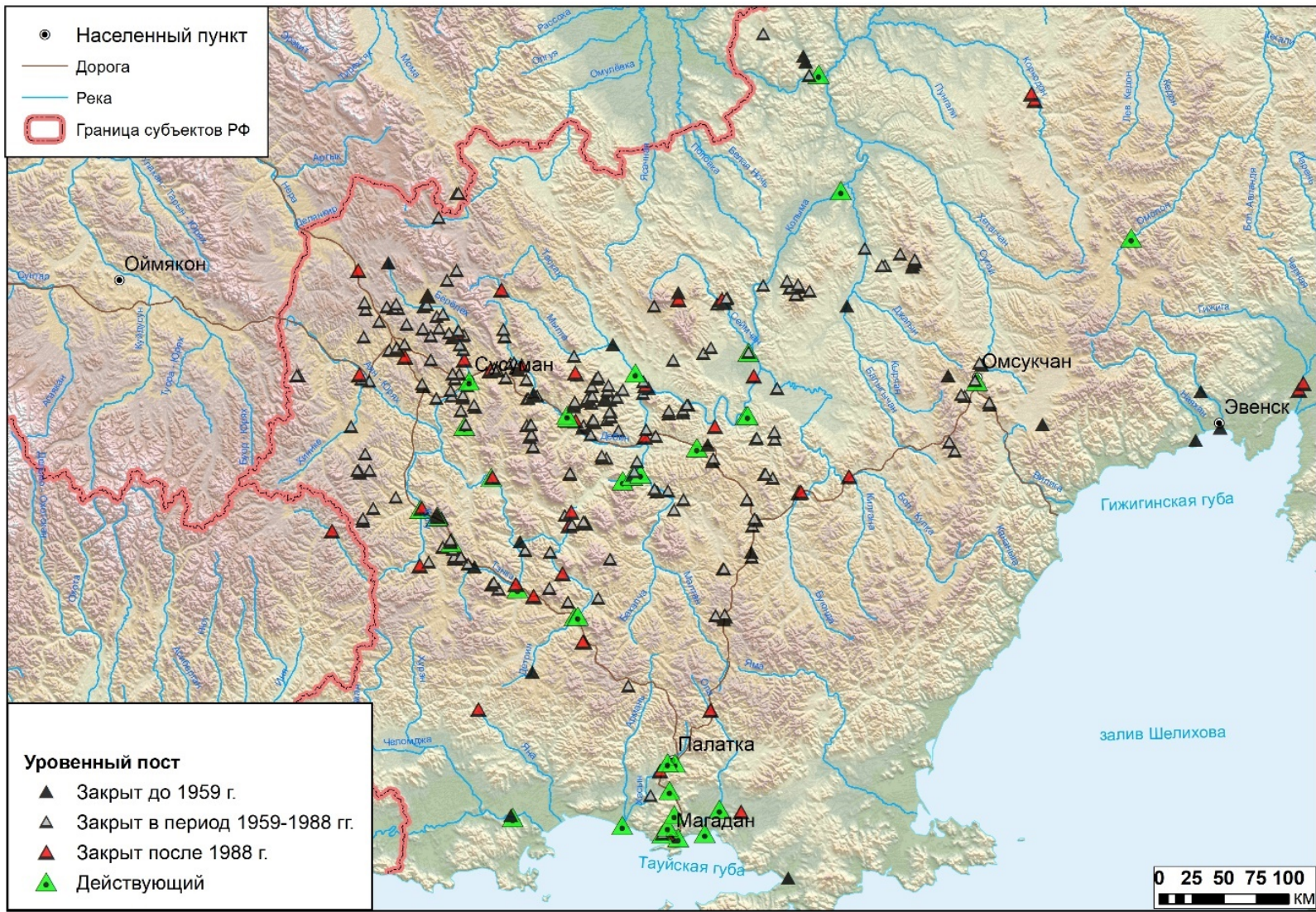


Рис. 63 Схема уровенных гидрологических постов Магаданской области в разные периоды развития гидрометеорологической службы

Наблюдения на многих гидрометрических постах не соответствуют требованиям нормативных документов, что связано как с нехваткой средств, так и тем, что квалификация наблюдателей и обработчиков первичной информации значительно упала за последние десятилетия. Таким образом, гидрологические объекты, даже обеспеченные данными достаточной продолжительности, часто не могут быть отнесены к категории имеющих репрезентативные ряды наблюдений.

В настоящее время данные гидрологических наблюдений на речных постах публикуются на сайте АИС ГМВО (Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов) (<https://gmvo.skniivh.ru>) с задержкой около полутора лет. Здесь представлена информация за период 2008-2020 годы. На сайте с бесплатным доступом можно получить данные по уровням, расходам воды по действующим постам рек, уровни воды озер, прудов и водохранилищ, характеристики мутности воды в водных объектах, расходы взвешенных и влекомых наносов, данные ледемерных съемок, а также информацию по качеству вод поверхностных водных объектов. Кроме того, на сайте представлены метаданные о постах наблюдений, данные о состоянии дна, берегов и водоохраных зон, состояние подземных вод и гидротехнических сооружений.

Информация за более ранний период до 2008 года находится в ведении Колымского Управления Гидрометеорологической Службы (УГМС), а также централизованно собирается во Всероссийском научно-исследовательском институте гидрометеорологической информации – мировом центре данных (ВНИИГМИ МЦД, <http://meteo.ru/>) и в информационно-аналитическом центре по ведению государственного водного кадастра по разделу «Поверхностные воды» (ИАЦ ГВК) в Государственном Гидрологическом институте (ГГИ, Санкт-Петербург). Гидрологические данные в региональных УГМС, ВНИГМИИ-МЦД и ИАЦ ГВК ГГИ могут быть получены только на платной основе.

Основной справочный материал «Ресурсы поверхностных вод СССР» состоит из нескольких серий:

– Издание «Гидрологическая изученность» – в этой серии приводятся сведения о количестве и размерах рек и озер, данные об их стационарной и экспедиционной изученности, а также перечень основных литературных и неопубликованных источников и работ, в которых имеются сведения о водных объектах района.

– Издание «Ресурсы поверхностных вод суши» – серия монографий, представляющих собой научные обобщения данных о режиме рек, озер, водохранилищ, болот, с методическими рекомендациями по расчёту элементов водного режима как при наличии, так и при отсутствии или недостаточности наблюдений.

– Издание «Основные гидрологические характеристики» (ОГХ) является справочным пособием, в котором содержатся основные гидрологические характеристики водных объектов. Первое издание указанного справочника, завершённое для всей территории Советского Союза в 1967 г., включало данные наблюдений на сети гидрологических станций и постов за период с их открытия по 1962 г. включительно. Затем были выпущены два издания с данными за периоды 1963–1970 и 1971–1975.

– Издание «Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши» (МДС) содержат основные гидрологические характеристики за период 1976-1980 гг.

– «Гидрологический ежегодник», издание Гидрометеорологической службы СССР (в настоящее время Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды), является составной частью Государственного водного кадастра (ГВК), состоящего из трех разделов: Поверхностные воды; Подземные воды; Использование вод. Гидрологический ежегодник входит в первый раздел и относится к серии «Ежегодные данные». Гидрологический ежегодник содержит сведения о гидрологическом режиме

рек, водохранилищ и озёр, полученные гидрологическими станциями и постами (уровень и расходы воды, расходы взвешенных наносов, крупность взвешенных наносов и донных отложений, температура воды и толщина льда, химический анализ воды), а также справочные сведения о постах и станциях. Гидрологические ежегодники издаются с 1936 года. Начиная с 1978 года гидрологические ежегодники издаются под названием «Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши», где наряду со сведениями о режиме рек, озёр и водохранилищ, дополнительно помещены сведения о ресурсах поверхностных вод суши (объем среднемноголетнего стока крупных рек на створах плотин ГЭС и водохранилищ, сведения об изменениях водного ресурса в результате хозяйственной деятельности, объем восстановленного стока) и водном балансе водохранилищ.

На основе данных гидрологических наблюдений до 1990 г. в бассейнах рек с площадью более 500 км² были построены карты годового стока бассейнов рек Магаданской области (Рис. 64, Рис. 65). Для построения карт использована зависимость произведения уклона на осадки, которая корректирует интерполяцию. В общем случае сток пропорционален водосборной площади, осадкам и уклону.

Рис. 64 Годовой слой стока рек Магаданской области за исторический период (до 1990 г.)

Рис. 65 Годовой модуль стока рек Магаданской области за исторический период (до 1990 г.)

Влияние изменений климата на гидрологический режим

Потепление климата и деградация многолетней мерзлоты приводит к трансформации гидрологического цикла в арктической и субарктических зонах, в том числе изменениям динамики влажности почво-грунтов, интенсификации связи подземных и поверхностных вод, сезонного перераспределения элементов водного баланса (Walvoord & Kurylyk, 2016; Quinton и др., 2011; Connon и др., 2014). Многочисленные исследования показывают увеличение общего стока воды крупных арктических рек во второй половине XX века (Peterson et al. 2002, Wu et al. 2005, Kattsov et al. 2007, Rawlins et al., 2009, Shiklomanov et al. 2007, Arctic-Hydra 2010), смещение сроков половодий на более раннее время (Tan et al., 2011) и существенные изменения во внутригодовом распределении стока (Yang et al., 2002). Ограниченная доступность данных наблюдений на сети Росгидромет и неопределенность интерпретации усложняют анализ вариаций стока средних и малых рек криолитозоны. Механизмы, приводящие к наблюдаемым изменениям речного стока в зоне мерзлоты, до сих пор не выявлены (Тананаев и др., 2016; Smith и др., 2007; Rawlins и др., 2009).

Деградация криолитозоны приводит к значительным изменениям поверхностных и подземных вод на локальном, региональном и континентальном масштабах. При оттаивании мерзлоты формируются новые емкости подземного задержания и пути движения воды в виде сквозных и несквозных таликов, а также происходят быстрые изменения ландшафтов и условий на поверхности, влияющие на поверхностное задержание и сток воды (например, термокарст, просадки грунта и т.д., Quinton и др., 2011, Connon и др., 2014). Предполагается, что деградация криолитозоны приведет к переходу от преобладания поверхностного стокообразования к подземному, что находит подтверждение в гидрологических и геохимических данных на южной границе криолитозоны (Романовский и др., 2009). При отступании многолетней мерзлоты усиливается водообмен между поверхностными и подземными водами, грунтовый сток, включая движение воды в почвогрунтах,

надмерзлотный, подмерзлотный и минимальный речной сток. Прямые и косвенные свидетельства таких изменений наблюдаются в различных холодных регионах мира (Jepsen и др., 2013, Fedorov и др., 2014, Walvoord и Striegl, 2007, Quinton и др., 2011, Åkerman и Johansson, 2008, Mazhitova и др., 2008, Osterkamp, 2005, Hinzman и др., 2013, Harris и др., 2009, Brutsaert и Niyama, 2012, Yoshikawa и др., 2007).

Оценки реакции мерзлоты, влияния динамики деятельного слоя на связь поверхностных и подземных вод в будущем остаются неопределенными вследствие высокой пространственной неоднородности мерзлотных ландшафтов и их нелинейным взаимодействием с климатом (Lawrence и Slater, 2006; Burn и Nelson, 2006; Tezlaff и др., 2015). Так, хотя предполагается, что увеличение глубины сезонноталого слоя (СТС) приводит к интенсификации надмерзлотного и межленного стока (Walvoord и Striegl, 2007, Tananaev и др., 2016), коэффициент фильтрации насыщенной почвы убывает с глубиной в типичных условиях северной тайги (Quinton и Baltzer, 2013; Streletskiy и др., 2015). Таким образом, если уровень вод СТС убывает вместе с увеличением его глубины, водопропускная способность слоя уменьшается (Koch и др., 2014). Направленность и интенсивность изменений зависит от локальных климатических, орографических и ландшафтных условий.

Вместе с трансформацией поверхностного и подземного стока при деградации криолитозоны изменяется распространение и объем воды, аккумулярованной в виде почвенной влаги, озер, болот, запасов подземных вод, наледей, речного и озерного льда. Однако полевые данные, наблюдаемые в различных условиях, противоречивы как по величине изменений, так и по их направленности.

Известны натурные свидетельства увеличения площади таликов в зоне мерзлоты Канады и Аляски (Walvoord & Kurylyk, 2016; Yoshikawa и Hinzman, 2003; Smith и др., 2005; Jepsen и др., 2013). Динамика озер исследуется как показатель деградации мерзлых отложений (Кравцова, Быстрова, 2009; Кравцова, Тарасенко, 2011; Тарасенко и др., 2013; Veremeeva, Gubin, 2009).

Сравнивая содержание трития в озерах, болотах, водоносных горизонтах и атмосферных осадках в северо-восточной части провинции Альберта в Канаде Gibson с соавт. (2015) пришел к выводу, что основным источником питания увеличивающихся озер региона является вода, образовавшаяся при таянии мерзлоты. Fedorov с соавт. (2014) оценил вклад вытаявания подземных льдов в водный баланс термокарстового озера в Центральной Якутии в 30-35 % от приходной части. Другие авторы придерживаются мнения, что вклад оттаявшей воды при деградации мерзлоты не может стать основной причиной увеличения стока (Walvoord&Kurylyk, 2016).

Сложность взаимодействия процессов тепло- и влагопереноса в мерзлой почве, локальных ландшафтных и гидрогеологических условий обуславливают нелинейность реакции гидрологического цикла на климатические изменения, наблюдаемые в Арктике в настоящее время. Одним из важнейших препятствий для изучения физических механизмов процессов тепло- и влагообмена в бассейнах рек криолитозоны является сложность получения натуральных данных специальных и экспериментальных наблюдений в суровых условиях климата.

Территория Северо-Востока России в последние десятилетия подвергается наиболее заметным климатическим изменениям, что приводит к выраженной трансформации гидрологического режима (Madsen et al., 2013; Holmes et al., 2012; Оценочный доклад..., 2008). Многочисленные исследования показывают увеличение общего стока воды крупных арктических рек во второй половине XX века (Алексеевский и др., 2015; Rawlins et al., 2009, Shiklomanov et al. 2007).

Колыма, Яна и Индигирка – три из немногих крупных арктических рек, бассейны которых полностью расположены в зоне распространения сплошной многолетней мерзлоты, имеющие длительные ряды наблюдений за стоком по течению основной реки и на притоках разной величины.

Как правило, оценки изменений речного стока делаются на основании результатов анализа рядов наблюдений на замыкающих створах крупных рек,

бассейны которых характеризуются большим разнообразием климатических, ландшафтных и мерзлотно-гидрогеологических условий (Алексеевский и др., 2015; Георгиади, Кашутина, 2016). Имеющиеся оценки изменения стока рек Восточной и Северо-Восточной Сибири ограничены и противоречивы.

В работе (Magritsky и др., 2013) авторы оценили увеличение общего стока рек Яны и Индигирки за период 1976-2006 на 1.5-3% по сравнению периодом наблюдений до 1976 г. и отметили, что наблюдается возрастание стока этих рек в летний и осенний период на 20-25% и отсутствие изменений зимой. Для бассейна р. Колымы изменение для летне-осеннего периода составило около 2.5%, а увеличение стока в зимний период 136% (Magritsky и др., 2013).

По данным (Georgievsky, 2016), напротив, на реках Северо-Востока России наблюдается увеличение зимнего стока до 40% за период 1978-2012 по сравнению с периодом 1946-1977, а также увеличение стока весеннего половодья.

В исследовании (Majhi, Daqing, 2011) делается вывод об увеличении месячного стока р. Яна на посту Юбилейная (224000 км²) за период 1972-1999 в июне, августе, сентябре, октябре и апреле, и об уменьшении стока в мае, июле и марте.

Шикломанов и Ламмерс (Shiklomanov, Lammers, 2013) обнаружили значимые тренды уменьшения мощности речного льда р. Яны на посту Юбилейная на 0.33 м и на 0.13 м на посту р. Колыма - Среднеколымск за период 1955-2012 гг., а также сдвиг дат начала ледовых явлений на более поздние осенью и окончания ледохода – на более ранние весной.

Изменения стока малых и средних рек в Арктике исследованы фрагментарно. В значительной мере это касается и горных районов, являющихся зоной формирования большей части стока крупных рек (Макарьева и др., 2019). В этом разделе приводится количественная оценка современных изменений климатических характеристик и речного стока в

различных звеньях гидрологической сети горной части бассейнов рек Яны, Индигирки и Колымы за период с 1966 по 2015 гг.

Для анализа климатических изменений использовались месячные данные о величинах температуры воздуха и суммарных осадках для 61 метеорологической станции района, в диапазоне высот от 1 до 1 288 м, и количестве жидких, твердых, смешанных осадков для 35 станций с доступными данными наблюдений за период с 1966-2015 гг. (Рис. 66).

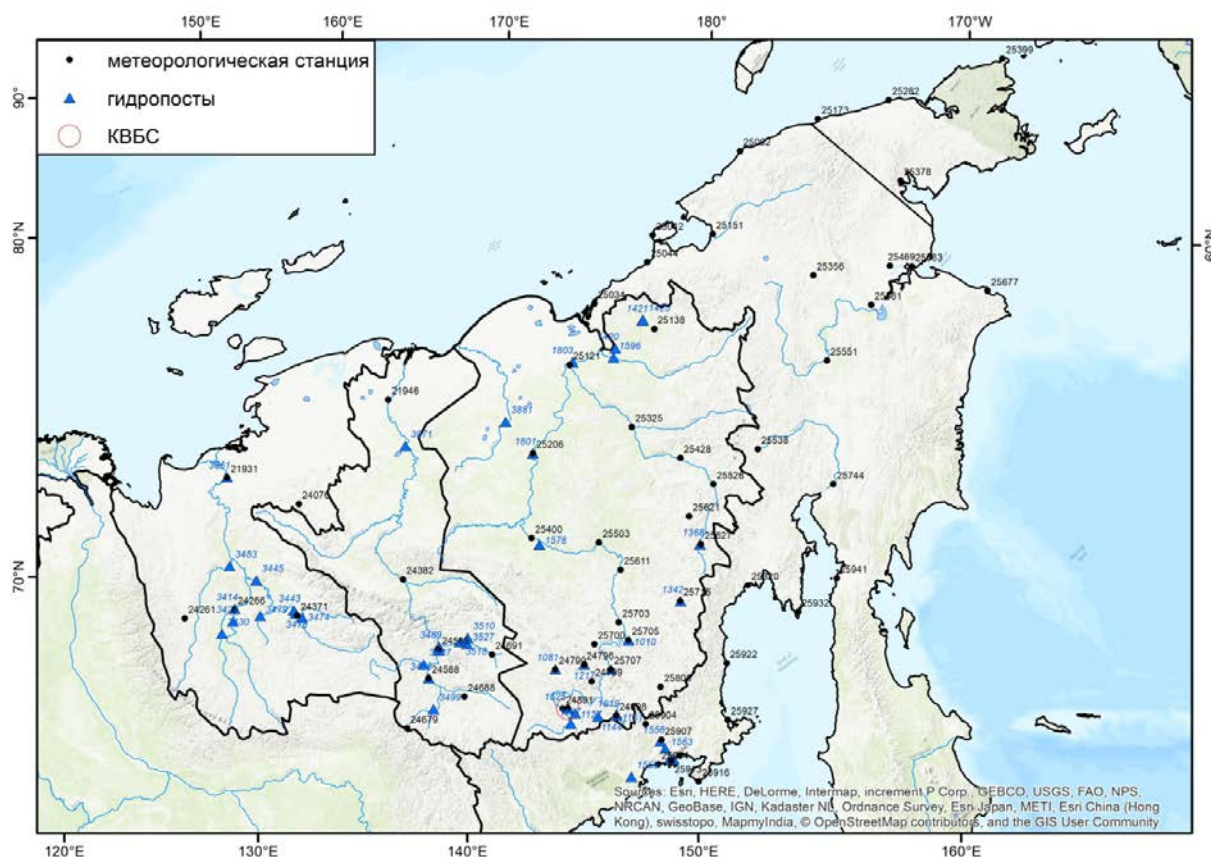


Рис. 66 Объекты исследования

Анализ данных о месячных слоях стока воды проведен для 51 гидрологического поста сети Росгидромет в бассейнах рек Колыма, Яна и Индигирка, действующих в период до 2016 гг. (Рис. 66, Табл. 1). Площадь водосборов составляет от 0.27 до 526000 км², а их средний годовой слой стока изменяется от 58 мм до 782 мм. Таким образом, анализ охватывает малые и средние реки Северо-Востока России.

Табл. 17 Гидрологические посты

Код поста	Река – замыкающий створ	Период	Площадь бассейна (км ²)	Среднегодовой слой стока (мм)
Бассейн р. Яны				
3414	р. Яна – Верхоянск	1936-2015	45300	112
3424	р. Саранг – Бала	1957-2015	16700	94
3430	р. Дулгалах – Томтор	1956-2015	23900	143
3433	р. Хоптолоох – Верхоянск	1968-2014 (пропуск 1987)	18.3	58
3443	р.Адыча – Усть-Чаркы	1960-2015	52800	203
3445	р.Адыча – Юрдюк-Кумах	1937-2015	89600	192
3474	р.Чаркы – 3.5 км вверх по течению от устья	1949-2007 (пропуск 1990)	8290	242
3478	р. Без названия (Гнус) – 0.2 км вверх по течению от устья	1953-2007	22.6	115
3479	р. Борулах – Томтор	1956-2014	7570	71
3480	р. Турагас – 1.2 км вверх по течению от устья	1969-2014 (пропуск 2004, 2012)	98	81
3483	р. Бытантай – Асар	1945-2015	40000	123
3861	р. Яна – Юбилейная (Казачье)	1972-2007	224000	156
Бассейн р. Индигирки				
3488	р. Индигирка – Юрты	1956-2015	51100	155
3489	р.Индигирка – Индигирский	1944-2015	83500	168
3499	р. Сунтар – устье р. Сахарынья	1956-2015	7680	189
3501	р. Сахарынья – устье	1957-2014	84.4	98
3507	р. Элги – 5.0 км вверх по течению от устья реки Артык-Юрях	1946-2015	17600	210
3510	р. Артык-Юрях – 3.5 км вверх по течению от устья	1946-2014	644	89
3516	р. Дунай (Амбар-Юрюете) – Ремпункт	1964-2014	16.6	362
3518	р. Нера – Ала-Чубук	1945-2015	22300	174
3527	руч. Ближний – 0.3 км вверх по течению от устья	1945-2014	23	108
3871	р. Яна – Верхоянск	1936-1996	305000	166
Бассейн р. Колымы и Северо-Востока				
1010	р. Колыма – пос. Усть-Среднекан	1953-2016	99400	242
1081	р. Талок – устье	1968-2016	65.2	181
1101	руч. Контактный – Средний	1948-2013	14.2	323
1102	руч. Контактный – Нижний	1948-2013	21.3	323
1104	руч. Южный – устье	1960-2013	0.27	203

1105	руч. Встреча – выше устья руч. Угроза	1949-2013	5.35	266
1107	руч. Северный – лоток	1958-2013	0.38	250
1127	р. Омчак – р.п. Омчак	1972-2016	151	332
1144	р. Нелькоба – пос. Нелькоба	1960-2005	2110	339
1151	р. Детрин – устье р. Омчука	1955-2016	3490	323
1176	р. Бохапча – в 5.4 км от устья	1934-2014	13600	292
1217	руч. Ягодный – в 3.4 км от устья (с 1992 1.6 км от устья)	1960-2016	100	243
1342	р. Омчикчан – р.п. Омсукчан	1941-2016	1720	293
1368	р. Омолон – ГМС Лабазная	1970-2014	3710	314
1420	руч. Мухтуя – с. Островное	1960-2005	23.7	253
1421	р. Погынден – устье р. Инкуливеем	1960-2016	12000	155
1425	р. Инкуливеем – в 2.0 км от устья	1960-2016	242	103
1534	р. Дукча – устье	1961-2016	29	561
1538	р. Магаданка – г. Магадан	1971-2016	48.5	782
1556	р. Хасын – пос. Хасын	1941-2016	682	444
1563	р. Уптар – р.п. Уптар	1975-2016	265	547
1566	р. Тауй – с. Талон	1941-2016	25100	458
1578	р. Ясачная – с. Нелемное	1972-2016	32000	355
1596	р. Большой Анюй – ГМС Константиновская	1978-2016	49600	171
1619	р. Омчук – р.п. Усть-Омчуг	1960-2016	583	293
1625	руч. Встреча – устье руч. Угрозы	1983-2013	6.57	283
1801	р. Колыма – г. Среднеколымск	1927-2016	361000	198
1803	р. Колыма – гидроствор Колымское 1	1977-2008	526000	199
3881	р. Алазея – г. Аргахта	1962-2017	17700	75

Стационарность временных рядов характеристик стока воды (месячные слои) и метеорологических элементов (температура воздуха и осадки) проверялась относительно наличия монотонных трендов с помощью критерия ранговой корреляции Манна-Кендалла с уровнем значимости $p < 0,05$ (Mann, 1945; Kendall, 1975). Величина линейного тренда K (ед. год⁻¹) оценивалась на основе непараметрического метода Тейла-Сена (Sen, 1968). K представляет собой медиану угловых коэффициентов всех прямых, проходящих через пары точек исследуемой выборки. Функция Тейла-Сена в отличие от метода наименьших квадратов не чувствительна к выбросам и позволяет получить несмещенную оценку. Суммарное изменение рассматриваемой величины ΔQ с начала периода наблюдений (%) рассчитывалось по формуле $\Delta Q = \frac{K}{M} n$, где

М – среднее величины на весь период (ед.), n – количество лет наблюдений. Для выявления и оценки времени наступления скачкообразных изменений рассматриваемых величин использован критерий Манна-Уитни с уровнем значимости $p < 0,05$.

Изменение гидрометеорологического режима на водосборах Колымской водно-балансовой станции

Температура воздуха

Годовая температура воздуха на основной метеостанции КВБС (Нижняя) повысилась на 1.6°C за период 1951 – 2014 гг. (Рис. 67). Положительные тренды с уровнем значимости $p < 0,05$ наблюдаются с марта по июль и в октябре с повышением температуры на $3.2, 2.6, 4.1, 2.3, 2.2$ и 3.7°C за соответствующие месяцы. Также положительный тренд (2.7°C) выделяется в ноябре при уровне значимости $p < 0,10$. Средняя температура воздуха в теплый период (май – сентябрь) составляет $+7.6^{\circ}\text{C}$, за период наблюдений 1951-2014 гг. температура теплого периода повысилась на 2.0°C (Табл. 18).

Табл. 18 Метеорологическая станция Нижняя, температура воздуха, 1949-2014 гг.

	Год	Лето (5-9)	Март	Июн	Июл	Авгус	Сентябр	Октябр	Ноябр
			т	ь	ь	т	ь	ь	ь
М	- 11.1	7.6	- 22.9	10.8	13.6	-11.4	1.4	-12.7	-27.2
А	1.6	2.0	3.2	1.9	2.3	2.6	3.9	3.7	2.7

М – среднее величины за период осреднения ($^{\circ}\text{C}$); А – абсолютная величина изменения за период анализа ($^{\circ}\text{C}$).

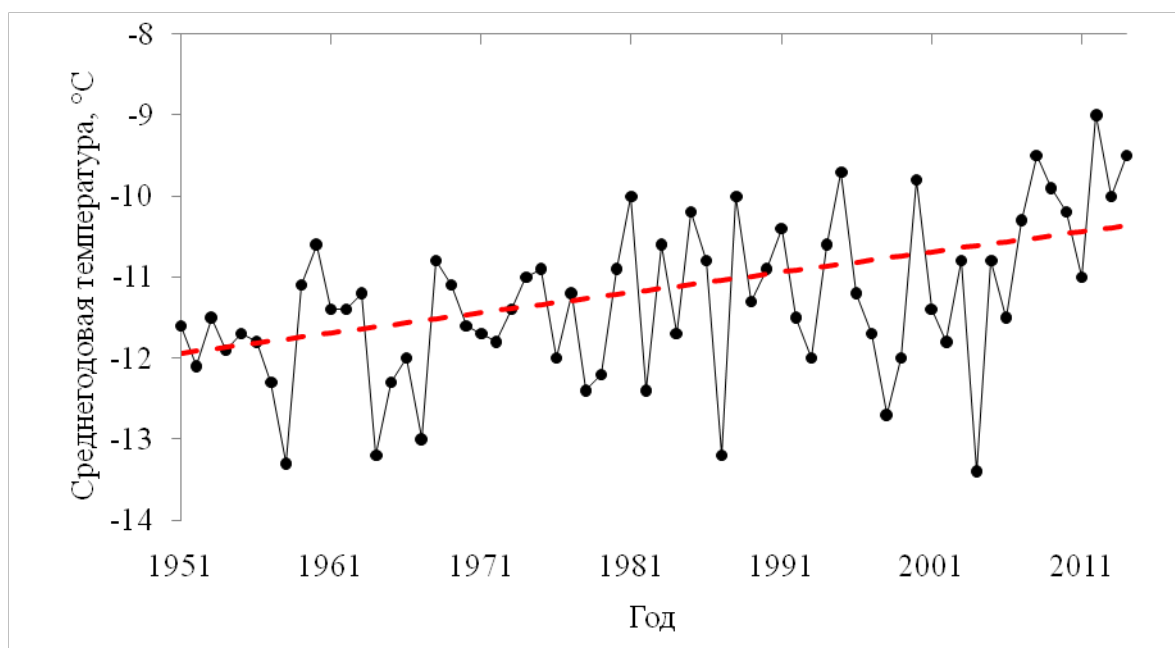


Рис. 67 Изменение среднегодовой температуры воздуха, 1951 – 2014 гг.

Осадки

Годовая сумма осадков на станции Нижняя (КВБС) выросла на 113 мм (32%) (Рис. 68). Тренд с уровнем значимости $p < 0,05$ наблюдается в марте (5.2 мм, 61%) и августе (37 мм, 57%), со значимостью $p < 0,10$ – в сентябре (15 мм, 38%) и ноябре (8.4 мм, 43%).

На основе данных КВБС (1950-1997 гг.) был проведен анализ изменений количества осадков в различном агрегатном состоянии – твердых, жидких и смешанных в переходный осенний месяц сентябрь. В среднем за рассматриваемый период сумма осадков в сентябре составила 36 мм, из них 9 мм выпадает в виде снега, 13.9 мм в виде дождя и 12.7 мм в виде смешанных осадков. Доля жидких осадков составляет 42 %, суммарная доля жидких и смешанных осадков составляет 74 %. За рассматриваемый период тренды различных типов осадков не обнаружены. В работе (Makarieva et al., 2019) показано, что на метеорологических станциях в бассейнах рр. Яны и Индигирки увеличение доли жидких осадков в сентябре начинается в период около 1996 г. В связи с закрытием КВБС в 1997 г. определить наличие тренда изменения агрегатного состояния осадков невозможно. Авторами была сделана попытка выявить зависимость типа осадков от температуры воздуха,

однако, тесных зависимостей выявить не удалось. Поэтому, при определении трендов данных величин следует опираться на данные наблюдений метеорологических станций. Для м/с Нижняя значимых трендов по типам осадков до 1997 года не выявлено.

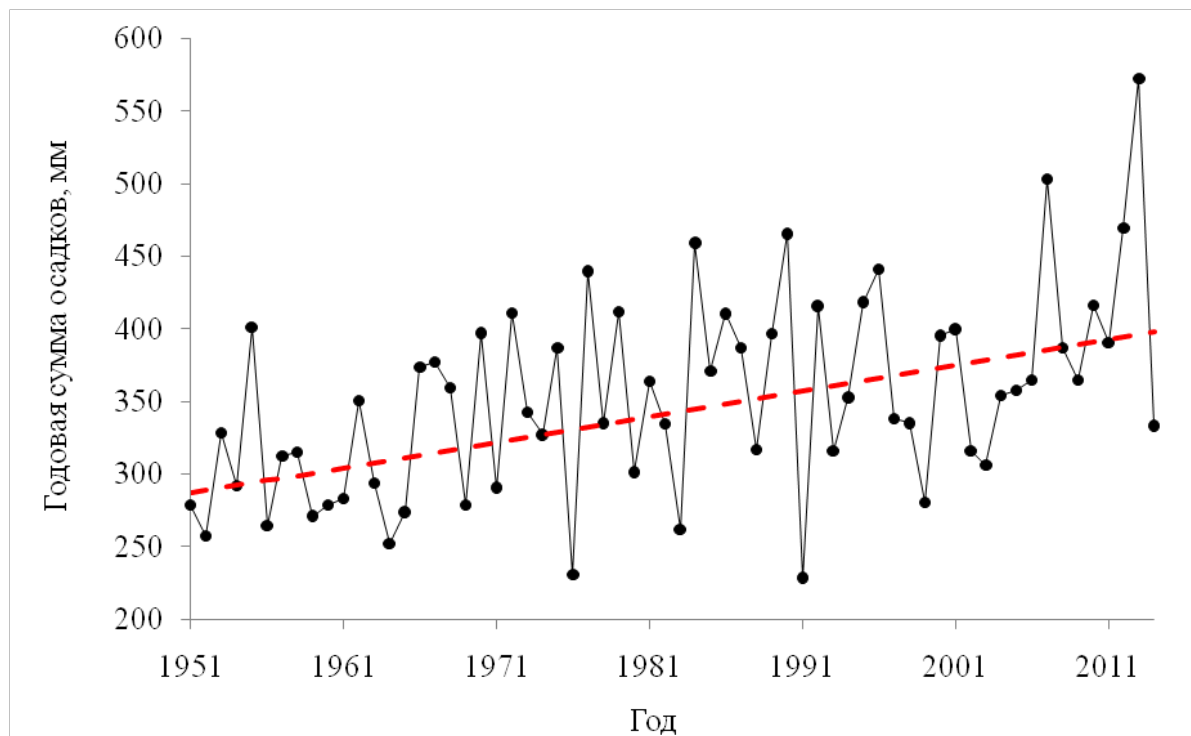


Рис. 68 Изменение годовой суммы осадков, 1951 – 2014 гг.

Табл. 19 Метеорологическая станция Нижняя, сумма осадков, 1949-2014 гг.

	Год	Лето (5-9)	Март	Август	Сентябрь (p=0.075)	Ноябрь
М	353	248.8	8.6	65.9	38.9	19.5
%	32.1	32.2	60.7	56.7	38.5	42.9
А	113.6	80.2	5.2	37.3	15.0	8.4

М – среднее величины за период осреднения (мм); % - суммарное изменение величины за весь период анализа в процентах; А – абсолютная величина изменения за период анализа (мм).

Также были рассмотрены тренды таких величин экстремальности климата как количество дней с осадками более 10 мм и максимальные суммы осадков за 1, 2, 3, 4 и 5 последовательных дней (Табл. 20). В среднем за теплый период количество дней с осадками более 10 мм составляет 6.8. За 65 лет количество дней увеличилось на 4.1 день или 61 %. Одновременно выросли максимальные суммы осадков: максимальная суточная сумма выросла на 7.9 мм или 30% и составляет в среднем 26.5 мм. Количество осадков за два

последовательных дня выросло на 11 мм (32.5 %) и составляет 34 мм, за три – выросло на 10.3 мм (26.9%) и составляет 38.1 мм, за четыре дня – выросло на 11.9 мм (27.9%) и составляет 42.5 мм, за пять дней – выросло на 14.3 мм (31.3%) и составляет 45.7 мм. Значительные изменения происходят в сентябре – суммы осадков за 1-5 последовательных дней выросли на величину 34.6-48.1 %.

Табл. 20 Метеорологическая станция Нижняя, суммы осадков за 1, 2, 3, 4 и 5 последовательных дней (мм), 1949-2014 гг.

	R10	R5d	R4d	R3d	R2d	R1d
Летние месяцы (5-9)						
М	6.8	45.7	42.5	38.1	34	26.5
%	60.9	31.3	27.9	26.9	32.5	29.7
A	4.1	14.3	11.9	10.3	11	7.9
Сентябрь						
М		20.5	19	17.7	15.6	11.7
%		34.6	36.2	48.1	46.3	48
A		7.1	6.9	8.5	7.2	5.6

R10 – количество дней с осадками не ниже 10 мм (дни); R5d, R4d, R3d, R2d, R1d – максимальные суммы осадков за пять, четыре, три, двое и одни сутки (мм). М – среднее количество осадков (мм); % - суммарное изменение величины за весь период анализа в процентах; А – абсолютная величина осадков (мм) за период анализа.

Речной сток

Анализ слоев месячного и годового стока (мм) для ручья Контактный – Нижний (индекс 1102) с 1948 по 2013 гг. выявил изменения гидрологического режима. Годовой сток увеличился на 172 мм, или на 53%. Положительные тренды с уровнем значимости $p < 0,05$ наблюдаются в мае и в период с августа по ноябрь, а также с уровнем значимости $p < 0,10$ в июле. Аналогичные изменения наблюдаются в других областях криолитозоны, например, в бассейне р. Лены (Tananaev et al., 2016) и Северной Америке (Yang et al., 2015; St. Jacques and Sauchyn, 2009).

Табл. 21 Изменение стока на водосборах Колымской водно-балансовой станции

Индекс поста	Название поста	Площадь, км ²		5	6	7	8	9	10	11	Год
1101	руч. Контактный – Средний	14.2	%	134	25	41	80	136	211	0	60
			мм	47.3	29.5	30.8	51.7	44.6	9.4	0.00	195

1102	руч. Контактный – Нижний	21.3	%	115	11	31	67	73	164	254	53
			мм	50.0	10.9	22.2	45.5	25.5	9.2	1.00	172.4
1104	руч. Южный – устье	0.27	%	33	-34	-17	32	120	0	NA	16
			мм	10.3	-19.0	-7.6	16.2	25.9	0.0	0.0	32.7
1105	руч. Встреча – выше устья руч. Угроза	5.35	%	131	0	29	87	96	122	0	61
			мм	70.3	-0.2	14.3	45.4	26.7	2.3	0.0	162.9
1107	руч. Северный – лоток	0.38	%	38	-13	16	54	77	0	NA	32
			мм	19.0	-7.7	8.5	32.3	22.5	0.0	0.0	80.5
1625	руч. Встреча – устье руч. Угрозы	6.57	%	16	-15	-9	2	37	110	0	3
			мм	51.0	-46.0	-24.6	4.7	31.1	4.0	0.0	33.0

Ячейки, заполненные серым цветом и жирным шрифтом, соответствуют статистически значимым трендам при $p < 0.05$; при $p < 0.10$ – ячейки закрашены серым цветом; при $0.05 < P < 0.10$ - значения выделены курсивом.

Для малых водосборов водно-балансовой станции, ручьев Северный, Южный, Встреча, а также створа Контактный – Средний результаты анализа трендов стока воды представлены в Табл. 21. В зимний период ручьи перемерзают и сток на них отсутствует. На руч. Встреча и Северный слой стока увеличился на 32-61 % или 81-163 мм за период с начала 50-х до 2013 года. На всех постах наблюдается увеличение стока в сентябре и на большинстве (на 5 из 6 постов) в октябре. Также на 4 постах отмечено значительное увеличение стока в мае и августе (Табл. 21).

На основе анализа данных выяснено, что формирование осеннего стока в большей степени зависит от выпадения жидких осадков в этот период. На Рис. 4-5 приведены графики зависимости слоя стока ручьев КВБС за сентябрь от суммы жидких и смешанных осадков за август и сентябрь на метеостанции Нижняя. Коэффициенты корреляции изменяются от 0.48 до 0.60.

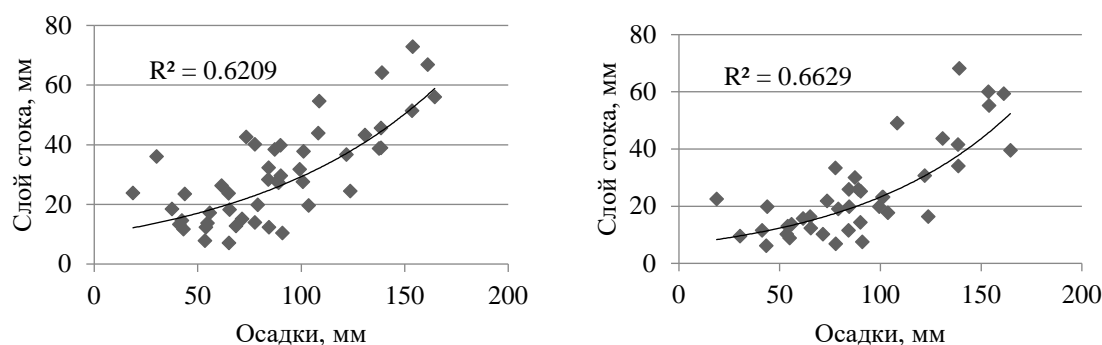


Рис. 69 Зависимости суммарных жидких и смешанных осадков за август-сентябрь на м/с Нижняя и слоя стока в сентябре: а) руч. Контактный – Нижний; б) руч. Северный.

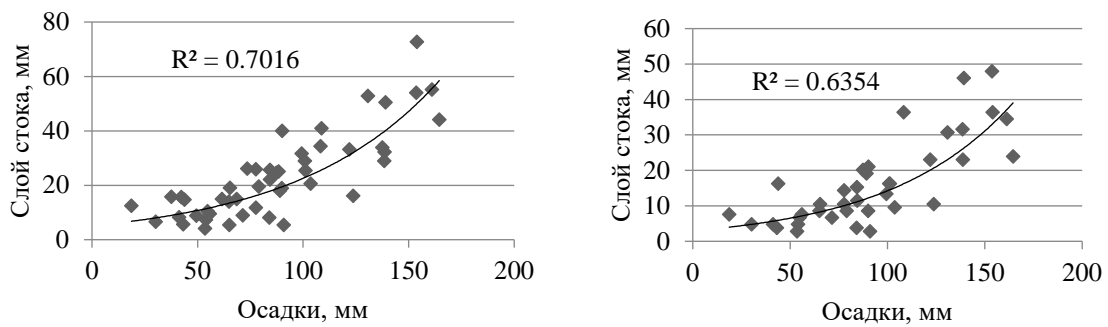


Рис. 70 Зависимость суммарных жидких и смешанных осадков за август-сентябрь на м/с Нижняя и слоя стока в сентябре: а) руч. Встреча; б) руч. Южный.

Изменение гидрометеорологических характеристик в бассейнах крупных рек Северо-Востока

Температура воздуха

Годовое увеличение температуры воздуха статистически не значимо только для трех из рассматриваемых метеорологических станций (Табл. 6). Увеличение годовой температуры воздуха варьируется от +1.1°C до +3.4°C со средней величиной +2.3°C. В мае положительные значимые тренды наблюдаются на 45 станциях (2.4°C). В июле и августе температура растет со средними значениями +1.9°C и +1.7°C соответственно. В сентябре положительные тренды температур наблюдаются на 28 станциях. В октябре температура повысилась на 49 станциях в среднем на 4.0 °C. В ноябре наблюдается наиболее значительное повышение температуры воздуха на 56 станциях региона – в среднем на +6.2°C. Таким образом, для Северо-Востока характерно значительное повышение температур воздуха, особенно в переходные осенне-весенние периоды.

Табл. 22 Изменение температуры воздуха

индекс	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	год
24790	-0.2	0.2	3.8	2.2	1.8	1.4	2.4	1.4	1.7	3.2	5.1	5.9	2.6
24796	-0.9	-1.0	3.5	1.4	1.8	1.5	1.8	0.5	0.6	2.6	5.4	3.5	2.0
24799	-0.6	-0.5	2.3	1.5	2.1	1.7	2.9	0.1	0.7	2.2	3.8	4.6	1.8
24891	-5.1	-2.1	0.2	-0.8	0.1	1.0	1.0	-0.4	0.6	0.8	4.4	1.6	0.2
24898	-0.4	-0.4	3.3	1.3	1.8	2.0	2.1	0.9	0.9	2.6	6.0	6.1	2.2
25034	2.4	1.1	4.4	4.1	1.5	1.6	2.2	2.1	1.6	4.3	8.5	5.7	3.0
25042	1.7	2.6	4.3	4.9	2.2	1.7	1.5	2.7	2.6	7.1	9.2	5.6	3.6
25044	0.2	-1.3	4.8	3.5	3.5	3.0	2.0	2.4	2.6	5.5	7.9	4.4	2.9
25051	-0.9	-1.1	5.4	1.9	1.8	1.0	0.8	1.7	2.3	5.8	7.7	3.7	2.3
25062	0.5	4.8	3.8	5.8	2.6	2.3	1.8	1.8	3.2	7.6	7.3	5.0	3.5
25121	0.4	-1.0	6.2	2.5	2.4	2.6	2.0	1.6	1.0	4.1	7.7	5.4	2.7

25129	-2.4	-3.7	5.0	3.9	2.9	2.4	2.4	2.3	2.2	3.9	7.5	6.1	2.7
25138	1.7	0.9	6.4	5.6	3.2	1.9	1.6	1.9	2.0	5.9	10.8	2.6	3.6
25147	-7.3	-6.6	0.4	0.0	3.6	2.6	1.1	0.7	1.8	3.0	4.6	-3.3	0.3
25151	-1.1	-1.1	5.6	2.9	3.1	2.1	0.9	1.6	2.3	4.8	7.7	3.5	2.3
25173	-1.6	1.8	2.4	4.0	2.6	1.7	0.5	0.7	2.0	4.9	4.6	4.7	2.3
25206	2.3	1.4	5.9	5.4	2.9	2.3	0.7	0.8	1.4	4.3	8.3	6.0	3.2
25248	-0.3	0.3	6.2	5.4	3.2	1.3	1.1	0.8	1.5	6.0	10.4	2.8	2.8
25282	-0.5	5.4	4.5	4.8	2.7	2.3	0.7	1.8	3.1	7.1	6.6	5.2	3.2
25325	-1.4	-3.3	6.8	4.0	3.1	0.4	2.1	1.1	0.2	1.2	9.9	4.4	2.0
25356	-2.5	1.5	2.3	4.8	3.1	2.0	1.4	1.1	2.4	5.5	6.1	6.0	2.6
25378	-0.9	1.2	-1.2	2.2	0.4	1.8	1.1	1.1	2.9	5.1	4.6	5.1	2.1
25399	1.3	4.6	2.1	3.2	2.4	2.3	0.6	1.9	3.2	5.2	8.3	7.7	3.7
25400	0.4	0.2	4.2	3.5	1.1	0.8	0.4	0.7	1.3	3.2	7.1	4.1	2.3
25428	-1.8	1.9	6.4	5.7	2.9	0.9	1.8	1.3	1.0	4.8	10.0	3.2	3.1
25469	-2.4	3.6	5.0	7.4	5.3	2.2	2.2	1.9	3.9	6.9	7.6	6.0	3.5
25503	-1.6	-0.9	5.1	2.2	2.1	0.0	0.4	-0.3	0.0	3.8	7.3	4.8	1.9
25526	-3.9	-2.4	5.9	3.9	2.3	0.1	1.2	0.6	0.0	4.2	9.7	5.1	2.3
25538	-7.1	-3.5	4.0	4.1	3.9	0.8	1.3	-0.2	0.0	3.1	6.0	2.2	1.4
25551	-4.2	0.3	2.6	4.5	3.4	1.8	1.8	1.1	1.7	5.3	5.4	3.9	2.3
25563	-3.5	1.8	2.6	3.9	2.4	2.6	2.2	1.6	2.6	4.8	5.6	5.2	2.6
25608	1.5	2.1	2.6	0.5	-0.4	2.4	1.1	-0.9	0.5	1.8	3.9	1.2	1.8
25611	-2.8	-0.8	5.6	2.6	2.3	0.6	2.2	0.5	0.7	3.6	6.8	4.6	2.2
25621	-1.3	1.6	1.1	2.4	0.6	1.5	0.9	-1.7	-1.0	2.4	4.6	-0.3	1.2
25627	-1.5	-2.0	4.3	3.7	2.4	0.7	2.3	0.9	0.7	3.0	5.0	3.4	1.8
25677	-6.5	-0.7	-1.4	1.9	2.0	2.3	3.0	1.9	0.0	3.3	3.0	1.0	0.6
25700	-2.0	-0.4	5.3	3.1	2.2	1.4	2.0	0.7	0.8	4.3	7.4	5.4	2.5
25703	0.0	0.5	4.9	3.6	1.7	0.7	1.8	1.0	1.3	3.2	6.5	5.5	2.5
25705	0.0	0.7	4.5	3.0	1.7	0.9	2.3	1.7	2.0	4.0	6.9	5.2	2.6
25707	-0.6	-0.2	4.6	2.8	1.9	1.3	2.0	0.8	0.8	3.4	6.8	4.6	2.3

25715	-1.0	-1.3	4.1	2.7	1.8	0.8	1.7	0.8	0.7	2.9	5.3	3.2	2.0
25744	-3.4	-1.8	2.2	5.0	2.8	2.1	1.7	1.3	1.4	4.5	5.1	4.2	2.1
25767	-5.0	-1.7	1.4	2.5	1.7	2.3	2.2	1.7	1.2	2.9	3.3	0.8	1.1
25808	-0.8	-1.4	3.3	0.6	0.6	1.2	2.1	0.9	0.8	1.6	3.9	2.8	1.5
25820	-3.3	-3.2	3.7	3.8	1.2	1.2	0.6	0.0	0.1	2.4	5.6	4.6	1.2
25904	-0.8	-1.9	2.7	1.7	1.8	1.5	1.8	0.6	0.6	2.6	3.8	4.7	1.7
25907	1.5	-1.3	2.4	2.0	1.7	1.3	2.0	0.8	0.8	3.1	4.9	3.9	2.0
25912	1.9	-0.4	2.9	2.5	1.7	2.0	2.0	1.6	1.5	2.0	4.1	3.2	2.2
25913	1.9	-0.2	2.6	2.4	1.6	1.6	1.6	1.2	1.2	1.8	3.8	2.6	2.0
25914	1.7	-1.6	2.2	2.1	1.3	1.3	1.7	0.5	0.5	2.0	4.6	3.3	1.7
25916	2.8	0.0	2.1	2.4	1.3	1.6	1.5	1.1	1.1	0.8	2.3	1.9	1.5
25922	0.8	-0.9	2.1	3.4	1.4	1.7	2.0	1.1	1.0	1.9	3.7	2.4	1.8
25927	3.8	-4.7	0.2	0.6	0.9	0.7	1.8	2.1	1.5	2.4	5.9	3.1	1.5
25932	-0.9	-2.8	2.4	2.6	1.5	1.3	1.3	0.6	0.4	1.0	3.5	2.0	1.2
25941	-1.6	-0.5	3.5	2.7	1.8	1.5	0.4	1.3	1.4	2.5	5.9	3.2	1.9
25954	-2.7	-1.2	1.5	2.5	1.4	0.8	1.6	1.1	0.9	1.5	4.0	2.5	1.4
25956	-4.1	-1.0	2.2	3.7	1.7	1.3	2.7	1.6	1.6	1.8	3.4	1.3	1.2

Ячейки с жирным шрифтом, соответствуют статистически значимым трендам при $p < 0.05$; при $p < 0.10$ – закрашенные ячейки серым цветом – положительный тренд, розовым – отрицательный тренд

Осадки

Анализ годовых сумм осадков для 61 метеорологической станции показал разнонаправленные изменения. Значимое увеличение среднегодовой суммы осадков произошло на 18 станциях, уменьшение – на 20.

При анализе была использована информация об агрегатном состоянии осадков (жидкие, смешанные и твердые) по данным наблюдений на метеорологических станциях с сервера ВНИИГМИ-МЦД (Булыгина и др., 2019). В Табл. 23 и Табл. 24 представлены значимые тренды суммарного количества осадков и суммы жидких и смешанных осадков для 34 метеостанций с наличием наблюдений.

Выявлено, что для большинства станций района характерен значимый отрицательный тренд осадков в зимнее время (Рис. 71). Уменьшение годовой суммы твердых осадков наблюдается на 22 станциях со средним значением 77 мм (51 %), а на 21 станции уменьшение твердых осадков происходит хотя бы в один зимний месяц. Только на м/с Анадырь наблюдается значимое увеличение годовой суммы твердых осадков на 21 мм (81 %).

Для 16 станций из 34 наблюдается годовой тренд увеличения сумм смешанных и жидких осадков (в среднем на 79 мм, 41%) (Рис. 72). Отрицательный тренд наблюдался только на трех метеостанциях (в среднем на 62%). В течение лета происходит как уменьшение суммы смешанных и жидких осадков, так и увеличение. Наибольшее увеличение наблюдается в августе-сентябре, когда отрицательные тренды не зафиксированы. В сентябре среднее значимое увеличение сумм жидких и смешанных осадков составляет 67 % (16 мм).

Также был произведен анализ изменений доли жидких и смешанных осадков (Табл. 25, Рис. 73). Выявлено увеличение долей в переходные месяцы – в мае и сентябре – октябре, а также в годовых значениях. В среднем в году суммарная доля жидких и смешанных осадков растет на 22 станциях (средняя доля жидких и смешанных осадков – 0.40, тренд – 0.08). В мае положительные изменения происходят на 12 метеостанциях (среднее значение доли жидких и смешанных осадков для метеостанций с положительными изменениями 0.65 – положительный тренд составляет 0.25). В сентябре аналогичные изменения прослеживались на 20 станциях из 34 со средней величиной доли жидких и смешанных осадков 0.77. Величина положительного значимого тренда достигла 0.19.

Таким образом, при отсутствии однонаправленного тренда изменения суммарного количества осадков для территории Северо-Востока России выявлено заметное увеличение доли жидких и смешанных осадков в переходные месяцы (май, сентябрь) и значимое уменьшение твердых осадков в зимние месяцы.

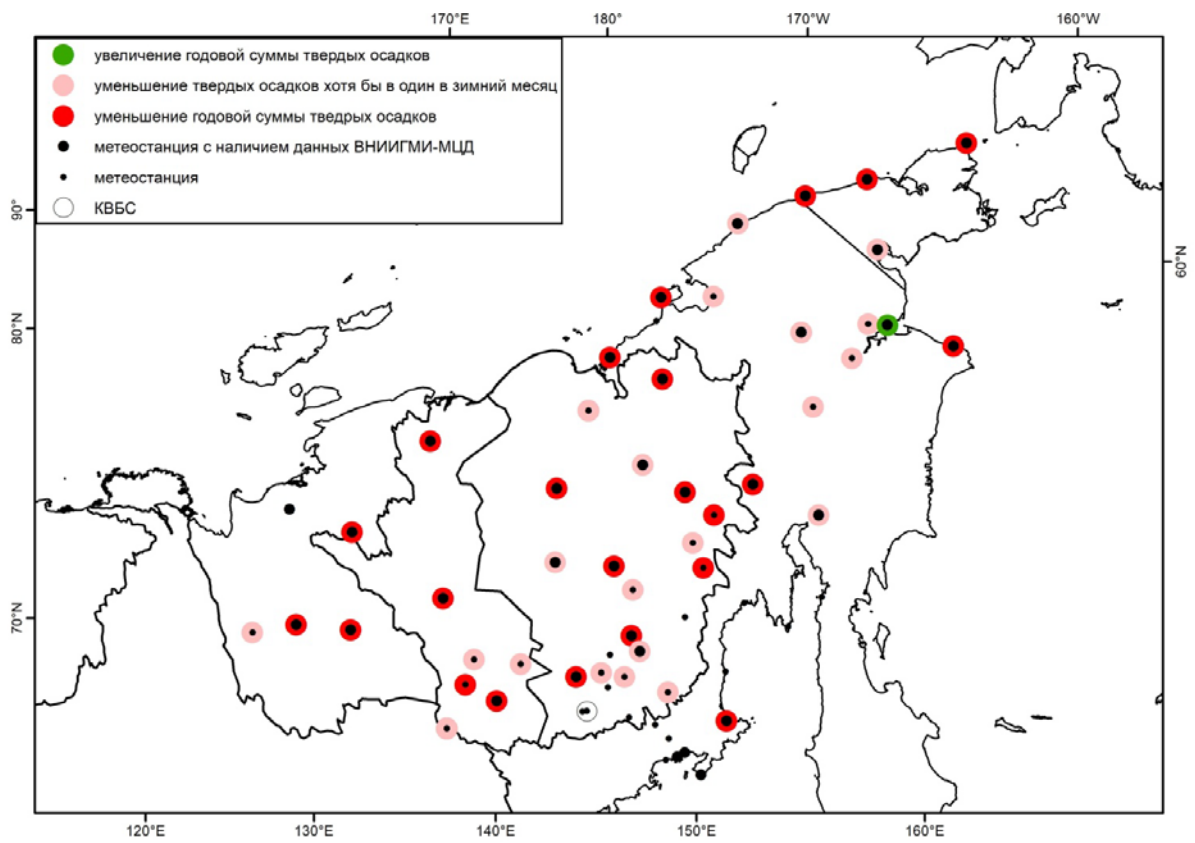


Рис. 71 Изменение сумм твердых осадков

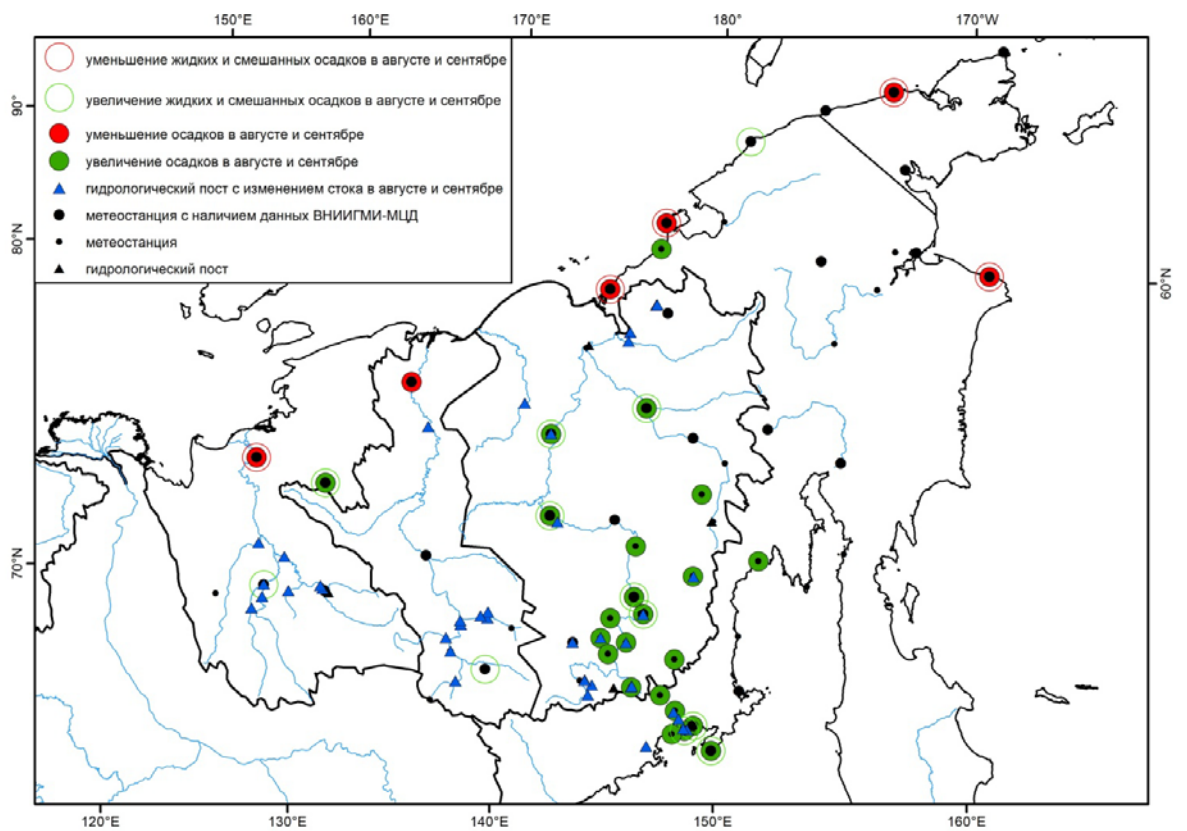


Рис. 72 Изменение жидких, смешанных и суммарных осадков и слоя стока в августе и сентябре

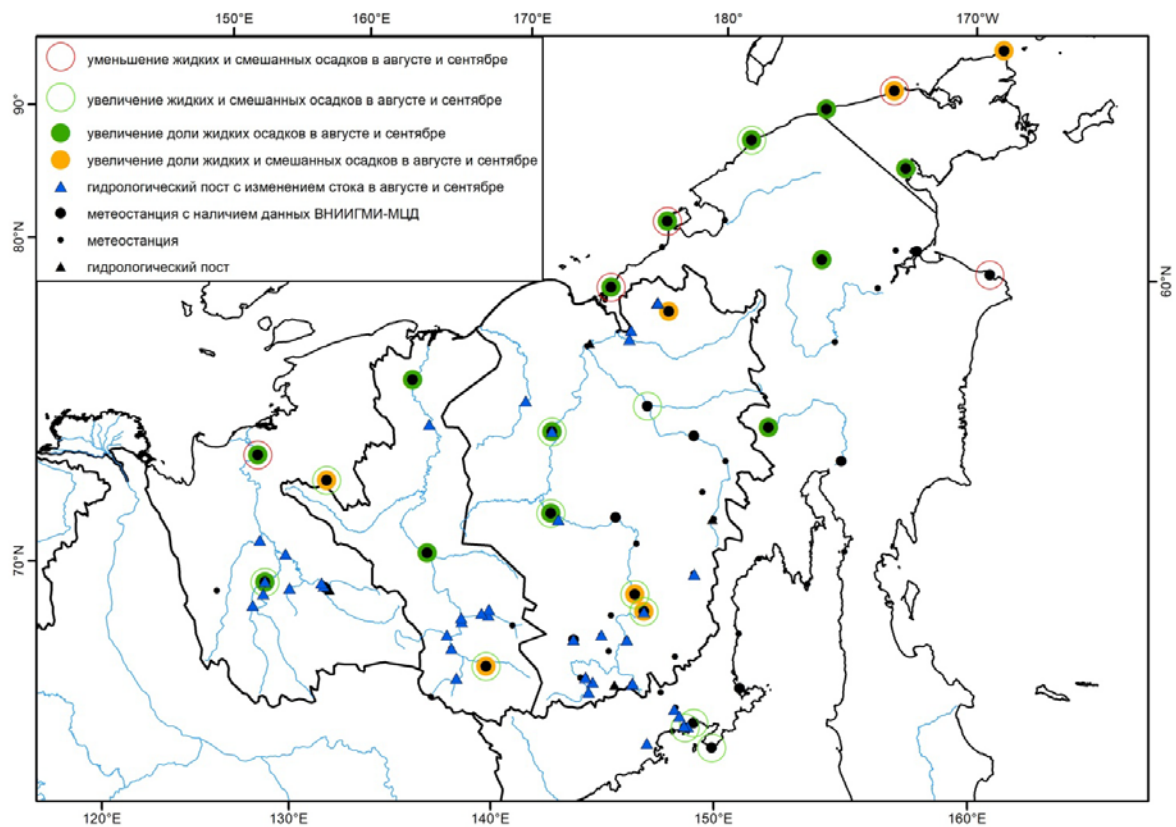


Рис. 73 Изменение доли жидких, жидких и смешанных осадков и слоя стока на территории исследования в августе и сентябре

Табл. 24 Значимые тренды суммы осадков

Индекс	Континентальная часть																	Побережье							Побережье Охотского моря												
	21931	21946	24076	24266	24371	24382	24688	24790	25138	25206	25325	25356	25378	25400	25428	25503	25538	25594	25703	25705	25744	25034	25042	25062	25173	25282	25399	25563	25677	25956	25912	25913	25916	25927			
1																																					
2																																					
3																																					
4																																					
5																																					
6																																					
7																																					
8																																					
9																																					
10																																					
11																																					
12																																					
Го																																					
д																																					

Ячейки, заполненные ярким цветом, соответствуют статистически значимым трендам при $p < 0.05$; при $p < 0.10$ – ячейки закрашены бледным цветом.

Зеленый цвет – положительный тренд, красный – отрицательный

Речной сток

Бассейн рр. Яны и Индигирки

Статистически значимые положительные тренды месячных слоев речного стока наблюдаются на большинстве рек в осенне-зимний период. Анализ данных о стоке для 22 гидрологических постов в бассейнах рек Яна и Индигирка (1936-2015 гг.) показал, что на большинстве станций статистически значимые ($p < 0,05$) положительные тренды наблюдаются в течение осенне-зимнего периода (с сентября по декабрь) и весеннего половодья (май-июнь). Статистически значимое увеличение наблюдается на 12 бассейнах из 19 в мае, на 17 из 19 в сентябре, 15 из 19 в октябре, 9 из 19 в ноябре, 6 из 17 в декабре, 4 из 12 в январе, 3 из 8 в феврале и 3 из 7 в марте.

В сентябре сток вырос на 5.8 – 36.8 мм (или 46-111%) на 17 постах, а в октябре на 0.12 – 4.5 мм (или 31 – 118%) на 11 постах из 19 рассматриваемых. В ноябре и декабре положительные тренды характерны для более крупных бассейнов (площадь от 17600 км²). В среднем увеличение стока составило 0,4 мм (72%) на 11 и 0.1 мм (94%) на 6 из 14 не замерзающих гидрологических створах в эти месяцы. Также значительные изменения годового стока 24–115 мм выявлены на 8 створах, как малых, так и крупных рек. Подробные данные представлены в Табл. 26 и Табл. 27.

Бассейны рр. Колымы и Алазеи

Для бассейнов рр. Колымы и Алазеи наиболее значительное увеличение стока также прослеживается в осенне-зимний период и в мае (Табл. 28). Общее количество проанализированных гидрологических постов составляет 18.

В мае положительные изменения наблюдались на 11 гидрологических постах (+24 мм, 73 %). Из 18 гидрологических постов только на 5 не были установлены значимые изменения в сентябре и на 4-х в октябре. Средние значения изменений для остальных постов достигли 17 мм (69 %) в сентябре и 4.3 мм (69 %) в октябре. На 9 постах в декабре и 7 постах в январе-феврале выявлены положительные изменения стока в период зимней межени. Годовые

слои стока увеличились на 9 постах со средним значением 107 мм (52 %). Наибольшим изменениям подвержен сток р. Алазеи – г. Аргахта, значимые изменения которого наблюдаются каждый месяц.

Для рек Охотского бассейна значимые положительные тенденции прослеживаются почти для всех месяцев года, кроме мая, июня и июля (Табл. 29). Повышение годового стока установлено для всех 5 постов (227 мм, 40 %). Наибольшее увеличение наблюдается в феврале-апреле (в среднем на 80 %), августе (80%) и сентябре (60 %).

Табл. 26 Изменение стока (мм, %) в бассейне р. Яны

Индекс	Период	Площадь, км ²	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Год	Изменение дат начала половодья, дни
3478	1953-2007	22.6	NA	NA	NA	NA	6.9	14.0	12.9	13.0 50	7.1 54	0.12 31	0.00	0.00	79 69	5.8
3479	1956-2014	7570	NA	NA	NA	NA	5.6	12.8 64	4.6	8.3 54	5.5 67	0.1	0.0	NA	38	
3474	1949-2007 (пропуск 1990)	8290	NA	NA	NA	NA	7.5 54	-6.7	-26 -38	8.7	8.4	4.5 78	0.3	0.0	-7	10
3424	1957-2015	16700	0.0	NA	NA	NA	2.9	7.3	-5.5	0.4	5.7 53	0.8 54	0.1	0.0	9	4.5
3430	1956-2015	23900	0.0	NA	NA	NA	5.5 64	12.6	-2.2	0.4	7.6 50	2.0 72	0.4 77	0.1 149	20	7.1
3483	1945-2015	40000	0.0	0.0	NA	NA	3.6 71	3.4	1.8	9.0	5.7 46	1.3 74	0.31 74	-0.04 -54	24	
3414	1936-2015	45300	0.04 161	0.0	0.0	0.0	4.3 60	7.6	3.2	5.5	5.8 46	1.0 51	0.3 77	0.1 126	24 22	6.5
3443	1960-2015	52800	0.0	NA	NA	0.0	15.5 79	18.6 28	17.4 36	27.0 62	19.0 83	3.3 96	0.2 44	0.0	104 51	6.8
3445	1937-2015	89600	0.0	0.0	0.0	0.0	12.4 83	17.9 28	7.4	24.7 63	15.7 69	2.1 54	0.5 54	0.1 75	82 42	4.3
3861	1972-2007	224000	0.03 79	0.0	-0.004 -153	0.0	-0.8	16.2 40	9.4	9.2	7.8	4.4 118	0.4 118	0.12 75	60 40	

Ячейки, заполненные серым цветом и жирным шрифтом, соответствуют статистически значимым трендам при $p < 0.05$; при $p < 0.10$ – ячейки закрашены серым цветом

Табл. 27 Изменение стока (мм, %) в бассейне р. Индигирки

Индекс поста	Период	Площадь, км ²	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Год	Изменение дат начала половодья, дни
3516	1964-2014	16.6	NA	NA	NA	0.0	25.7 78	12.4	-9.1	18.3	36.8 111	1.6 107	0.0	0.0	115 32	
3527	1945-2014	23	NA	NA	NA	NA	3.9	-11.1	10.9	6.4	8.8 87	0.0	NA	NA	21	4.2

3510	1946-2014	644	NA	NA	NA	NA	5.2	-14.2 -61	5.3	14.0 65	6.3 61	0.1	0.0	NA	21	
3499	1956-2015	7680	NA	NA	NA	NA	6.8 103	11.6	-17.6	-2.6	9.9 49	3.3 70	0.43 52	0.0	26	5.4
3507	1946-2015	17600	0.03 59	0.02 91	0.02 86	0.01 57	15.3 106	4.0	2.9	23.4 53	16.5 76	2.1 61	0.6 88	0.1 80	81 39	7.6
3518	1945-2015	22300	0.0	NA	NA	NA	11.8 90	-12.3	-3.2	3.9	9.1 51	0.9 34	0.2 47	0.0	14	3.9
3488	1956-2015	51100	0.1	0.10 54	0.11 67	0.10 56	7.6 97	9.9	-4.4	7.6	12.5 59	2.3 45	0.4 25	0.0	43	5.1
3489	1944-2015	83500	0.14 64	0.10 86	0.10 120	0.14 159	7.4 92	-0.6	-6.0	13.2 34	11.4 55	1.4 34	0.4 28	0.3 63	33 19	4.6
3871	1936-1996	305000	-0.08 -25	-0.01	0.01	0.01	0.2	0.3	-6.3	4.3	11 49	0.7	-0.1	-0.2 -32	8.1	

Ячейки, заполненные серым цветом и жирным шрифтом, соответствуют статистически значимым трендам при $p < 0.05$; при $p < 0.10$ – ячейки закрашены серым цветом

Табл. 28 Изменение стока (мм, %) в бассейнах рр. Колыма и Алазея

Индекс	Период	Площадь, км ²		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Год
1010	1953-2016	99400	мм	7.3	6.2	5.7	5.6	11.8	-38.2	-7.4	11.5	13.8	6.4	6.4	6.9	42.9
			%	257	243	220	222	42	-52	-17	27	47	79	159	211	18
1081	1968-2016	65.2	мм	0.0	0.0	0.0	0.0	20.0	24.9	14.6	32.5	17.5	4.5	0.0	0.0	138.9
			%	NA	NA	NA	NA	65	58	43	76	68	91	0	NA	77
1127	1972-2016	151	мм	0.0	0.0	0.0	0.0	50.5	9.9	6.2	34.1	25.2	2.5	0.0	0.0	171.3
			%	NA	NA	NA	0	89	11	10	43	67	60	0	NA	52
1144	1960-2005	2110	мм	0.0	0.0	0.0	0.0	20.9	-27.2	-9.9	3.9	11.7	3.1	-0.6	-0.2	-26.5
			%	0	0	0	0	45	-23	-15	7	28	21	-17	-15	-8
1151	1955-2016	3490	мм	0.1	0.2	0.2	0.3	13.4	-18.9	-15.7	32.6	10.5	3.2	0.6	0.5	28.7
			%	12	27	43	63	32	-19	-27	55	24	24	15	26	9
1176	1934-2014	13600	мм	0.3	0.2	0.1	0.1	3.9	0.0	4.6	28.4	22.2	4.3	0.8	0.4	49.1
			%	32	50	60	61	10	0	9	59	65	49	30	31	17
1217	1960-2016	100	мм	0.0	0.0	0.0	0.0	21.6	-18.1	-1.9	22.1	22.6	4.2	0.0	0.0	66.8
			%	NA	NA	NA	0	34	-29	-5	47	76	123	0	NA	27

1342	1941-2016	1720	мм	0.5	-0.1	0.0	0.0	19.5	-45.4	-14.6	11.4	10.5	5.5	3.0	1.0	-15.6
			%	62	-36	-44	0	69	-42	-26	23	32	47	72	61	-5
1368	1970-2014	3710	мм	5.9	1.8	0.0	0.0	-1.0	-15.7	2.9	-14.8	-16.0	-5.6	3.7	8.3	49.0
			%	380	417	0	NA	-18	-13	5	-31	-43	-36	45	215	16
1420	1960-2005	23.7	мм	0.0	0.0	0.0	0.0	17.2	12.7	34.0	29.2	14.1	0.4	0.0	0.0	119.0
			%	NA	NA	NA	NA	64	15	51	57	65	37	NA	NA	47
1421	1960-2016	12000	мм	0.0	0.0	0.0	0.0	8.0	3.8	8.8	17.5	13.8	1.0	0.0	0.0	60.2
			%	0	NA	NA	NA	36	5	37	71	104	75	-7	0	39
1425	1960-2016	242	мм	0.0	0.0	0.0	0.0	8.5	15.5	1.2	2.8	12.2	0.4	0.0	0.0	38.8
			%	NA	NA	NA	NA	18	46	29	40	136	53	0	NA	38
1578	1972-2016	32000	мм	2.1	1.2	1.2	1.0	55.9	12.3	21.3	32.5	19.4	6.5	4.0	3.2	106.7
			%	92	72	73	67	110	12	36	56	43	51	80	98	30
1596	1978-2016	49600	мм	0.0	0.0	0.0	0.0	9.8	-7.1	-13.2	1.2	11.1	2.8	0.6	0.4	15.3
			%	5	1	9	12	50	-11	-44	4	49	59	57	84	9
1619	1960-2016	583	мм	0.0	0.0	0.0	0.0	42.4	19.8	10.9	69.5	24.9	4.7	0.8	0.0	216.5
			%	NA	NA	NA	NA	85	23	22	112	64	75	152	45	74
1801	1927-2016	361000	мм	3.2	2.6	2.7	2.2	15.7	-18.0	-11.2	1.2	8.9	5.8	2.6	3.1	26.1
			%	183	199	205	191	85	-26	-31	4	35	66	88	136	13
1803	1977-2008	526000	мм	1.5	1.8	1.9	1.8	10.3	5.0	-3.3	-6.5	3.9	4.2	2.0	1.7	24.3
			%	100	151	152	163	90	7	-9	-21	14	41	72	82	12
3881	1962-2017	17700	мм	0.9	0.4	0.3	0.2	0.8	7.0	11.7	12.3	12.1	7.7	3.4	1.8	69.4
			%	136	111	129	125	71	42	64	94	108	99	107	130	93

Ячейки, заполненные серым цветом и жирным шрифтом, соответствуют статистически значимым трендам при $p < 0.05$; при $p < 0.10$ – ячейки окрашены

серым цветом

Табл. 29 Изменение стока (мм, %) в бассейнах рек, впадающих в Охотское море

Индекс поста	Период	Площадь, км ²		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Год
			мм	6.1	5.3	3.9	5.7	-21.7	-0.3	21.4	54.8	45.4	27.6	13.6	6.4	
%	49	64	47	48	-21	0	35	87	65	50	50	36	36			
мм	6.6	7.2	6.8	7.1	6.4	46.1	54.8	80.3	78.1	31.1	19.6	12.7	349			

			%	31	46	43	42	9	28	57	79	74	34	43	44	45
1556	1941-2016	682	мм	0.4	0.5	0.4	1.5	9.1	2.3	9.9	49.0	34.9	10.4	-2.1	-1.4	161
			%	41	112	106	132	14	2	14	73	52	35	-35	-65	36
1563	1975-2016	265	мм	5.6	4.7	4.3	4.1	27.6	11.5	11.3	55.2	45.4	18.2	8.7	4.9	194
			%	82	104	98	62	24	10	18	76	61	35	45	45	35
1566	1941-2016	25100	мм	4.1	2.9	3.2	5.0	33.6	-23.0	9.2	47.0	28.6	11.1	9.7	5.5	228
			%	77	77	87	121	38	-18	17	79	48	30	73	67	50

Ячейки, заполненные серым цветом и жирным шрифтом, соответствуют статистически значимым трендам при $p < 0.05$; при $p < 0.10$ – ячейки закрашены

серым цветом

Максимальный расход воды

Анализ максимальных расходов воды проводился для теплого периода с мая по сентябрь. В целом закономерности изменения максимальных суточных расходов повторяют изменение месячного стока.

Для водосборов рек Яны и Индигирки увеличение в мае наблюдалось на 8 постах и в среднем составило 69% за весь период наблюдений. В сентябре среднее увеличение максимального расхода воды составляет 55% для 15 постов из 19 постов.

Наиболее значимы изменения максимальных расходов воды для бассейна р. Колымы (

Табл. 3) выявлены в августе и сентябре (увеличение в среднем на 67 % для двух месяцев). Максимальный годовой расход увеличился на 12 гидрологических постах в среднем на 52 % (с максимумом 110 %). Отрицательные тенденции на р. Колыма в ее верховьях объясняются антропогенной составляющей – началом функционирования Колымского каскада ГЭС.

Табл. 30 Изменение максимального расхода воды (%) в бассейнах рр. Колыма, Алазея и на водосборах Северо-Востока России (Охотского бассейна)

Индекс	5	6	7	8	9	Максимальный годовой расход
1010	-35	-64	-23	25	55	-38
1081	45	64	5	45	50	87
1101	137	28	22	53	106	44
1102	96	31	26	65	70	53
1104	10	-12	-33	0	90	0
1105	111	18	19	75	73	54
1107	79	-6	19	86	83	110
1127	80	29	-7	45	34	37
1144	36	-8	4	-4	1	7
1151	4	-12	-29	45	22	-3
1176	17	-3	6	45	58	20
1217	6	-28	-22	32	68	3
1342	48	-50	-20	11	33	-32
1368	-5	-24	18	-46	-47	-46
1420	10	15	35	30	3	23
1421	24	4	52	50	74	30

1425	24	42	14	39	107	20
1534	-15	-7	23	89	25	10
1538	9	2	42	55	37	28
1556	21	30	30	72	28	48
1563	-5	-14	6	65	60	17
1566	-12	-7	-7	64	25	24
1578	72	3	49	79	33	18
1593	-1	27	25	53	54	45
1596	7	5	-48	-31	45	6
1608	57	42	29	80	45	49
1619	69	49	40	109	57	75
1801	21	-29	-25	10	30	-5
1803	109	5	-9	-26	22	28
3881	46	26	34	75	101	31

Ячейки с жирным шрифтом, соответствуют статистически значимым трендам при $p < 0.05$; при $p < 0.10$ – закрашенные ячейки серым цветом – положительный тренд, розовым – отрицательный тренд

Изменения характеристик многолетнемерзлых грунтов

В течение последних десятилетий в России наблюдается увеличение температуры многолетнемерзлых пород и мощности сезонно-талого слоя (Romanovsky et al., 2010; Гарагуля и др., 2012; Sherstyukov, Sherstyukov, 2015 и др.). При деградации многолетней мерзлоты усиливается водообмен между поверхностными и подземными водами, подземный надмерзлотный и подмерзлотный сток, речной сток в течение зимней межени. Прямые и косвенные свидетельства таких изменений наблюдаются в различных холодных регионах мира (Osterkamp, 2005; Yoshikawa et al., 2003; Walvoord and Striegl, 2007; Harris et al., 2009; Шепелев, 2011; Quinton et al., 2011; Brutsaert and Niyama, 2012; Анисимова и Павлова, 2014; Fedorov et al., 2014).

На Северо-Востоке наблюдается устойчивое повышение температуры почвы во все сезоны года до глубины 160 см, а также сдвигаются сроки замерзания и оттаивания. По данным трех метеорологических станций региона (Омолон, Островное, Марково) основной теплообмен между атмосферой и почвой происходит весной и летом (Сточкуте, Василевская, 2016). Тем не менее, оценки изменения температур почв часто носят неопределенный характер, что связано с большими погрешностями измерений

данных величин на метеорологических станциях и фиксирования на них разнонаправленных трендов (Павлов, 2008).

В работе Ю.В. Стоцкоте и Л.Н. Василевской (2016) отмечается, что наиболее тесные корреляции наблюдаются между температурой воздуха почвы на глубине 80 см в зимнее время, что авторы связывают с особым типом почв района. Поэтому для изучения реакции многолетнемерзлых пород на потепление климата был проведен анализ температуры почвы на глубине 80 см для 11 станций Северо-Востока России с наличием данных наблюдений до 2005-2018 гг.

На 9 станциях из 11 наблюдается увеличение температур почв на глубине 80 см. В среднем годовая температура почвы для региона значимо повысилась на 1.7°C на 7 станциях из 11 (Табл. 13). Наибольшее увеличение происходит в зимние месяцы (декабрь-февраль). Так для января среднее увеличение для 6 станций составило 5.2°C. В мае значимый положительный тренд наблюдается на 7 станциях (+2.0°C), в октябре на 8 станциях (+0.7°C).

Значимые отрицательные тренды наблюдаются на 2 станциях (в Оймяконе – в летний период с мая по сентябрь, и в Среднекане – во все месяцы кроме марта-мая). Авторы связывают резкие изменения характеристик деятельного слоя на станции Оймякон и Среднекан с нарушением условий наблюдений на станции, а не естественными факторами (Makarieva et al., 2019).

Табл. 31 Изменение температуры почвы на глубине 80 см (°C)

м/с ID	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Год
24266	-1.8	-1.6	-1.4	2.8	4.1	3.7	4.8	4.7	2.1	0.4	1.8	-1.0	1.4
24382	9.3	7.6	6.7	5.1	1.8	0.7	0.5	0.4	0.3	1.7	6.4	6.9	0.0
24688	8.6	7.6	6.3	3.6	-1.8	-2.2	-4.5	-3.2	-0.9	0.8	6.6	8.5	1.6
24790	3.7	2.1	2.9	1.6	1.8	-0.3	-1.6	-1.3	0.0	0.1	2.5	3.8	0.6
25138	2.5	2.3	3.0	4.3	3.2	1.4	1.0	0.5	1.0	0.5	1.4	2.6	2.3
25206	3.5	3.8	3.9	3.5	0.0	0.3	2.3	1.8	0.5	0.1	0.8	2.6	1.8
25400	-0.2	0.0	0.0	0.2	0.0	1.4	1.5	1.5	1.5	0.5	-0.3	-1.2	0.6
25428	3.8	1.6	1.4	1.5	1.1	0.9	1.7	1.8	1.2	0.1	0.0	1.3	1.4
25551	1.3	0.6	1.1	1.4	1.5	1.7	3.2	2.0	1.8	0.6	1.1	1.7	1.6
25705	-0.6	-1.5	-0.8	-0.4	0.0	-2.0	-6.0	-4.8	-1.8	-1.0	-0.6	-0.5	-1.1

25913	3.5	4.0	3.2	1.9	0.6	0.5	1.2	1.6	1.9	1.6	1.4	2.3	1.8
-------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Ячейки, заполненные серым цветом и жирным шрифтом, соответствуют статистически значимым трендам при $p < 0.05$; при $p < 0.10$ – ячейки закрашены серым цветом

Несмотря на заметное потепление почвы, оценка трендов усугубляется невозможностью всегда достоверно использовать данные наблюдений на метеорологических станциях (Makarieva et al., 2019b). Значительные ошибки при измерениях температуры почвы на станциях в основном зависят от диаметра скважины, глубины и времени измерений (с наибольшими отклонениями особенно в зимний период) (Павлов, 2006).

В мировой практике широкое распространение для проведения подобного анализа получили данные наблюдений за глубинами протаивания на специальных мерзлотных стационарах и международных площадках CALM (Circumpolar Active Layer Monitoring, циркумполярный мониторинг глубины протаивания). Для горных районов подобный анализ провести не представляется возможным, т.к. ни одной станции в высокогорном районе Северо-Востока не функционирует.

Оценка изменений ледового режима рек

Ледовый режим рек имеет важное значение для бассейнов северных рек, их экосистем и экономического развития арктической промышленности и транспорта (Magnuson et al., 2000; Beltaos, Prowse, 2009). Формирование ледового режима определяется целым рядом факторов, среди которых водность, тип питания реки, теплообмен водной массы с атмосферой, батиметрия и строение русла (Паромов, Шантыкова, 2010).

В связи с недостаточностью гидрологических постов на Северо-Востоке исследования ледового режима рек ограничены (Cooley, Pavlensky, 2016). В основном исследования изменений максимальной толщины ледового покрова, сроков осеннего становления льда и его весеннего разрушения проводятся на крупных реках. Для северных районов наблюдаются разнонаправленные тенденции изменений ледового режима (Гинзбург, 2005),

которые могут варьироваться как в зависимости от региона, так и в пределах речных систем (Cooley, Pavlensky, 2016). Но в целом они указывают на значимое смягчение ледового режима, при чем изменения максимальной толщины льда за последний 30-летний период происходят более интенсивно по сравнению с изменениями продолжительности ледостава (Вуглинский, 2014). Так для рек Арктической территории России уменьшение толщины ледового покрова составило в основном 10–20% (Вуглинский, 2014). В работе (Shiklomanov and Lammers, 2014) констатируются статистически значимые негативные тренды максимальной толщины льда на реках Сибири. На реках Колыма и Яна отмечены отрицательные тренды максимальной толщины льда (13 и 33 см соответственно) и уменьшение длительности ледостава в среднем на 8 дней.

Изменение дат замерзания рек и величины максимальной толщины льда несколько сильнее зависит от температуры воздуха, чем от водности рек (Гинзбург, 2005; Обязов, Смахтин, 2014). Newton and Mullan (2020) указывают на то, что сход ледового покрова значительно зависит от температуры воздуха, в то время как процессы замерзания льда осенью имеют более сложную природу и показывают ограниченную корреляцию с метеорологическими условиями. В.В. Паромов (2010) утверждает, что наблюдаемый сдвиг дат появления сплошного ледостава зависит в основном от динамического фактора.

В работах (Гуревич, 2009; Джамалов и Потехина, 2010) представлена гипотеза о воздействии речного льда на меженный сток. Так в более холодные зимы, при значительной толщине льда, расход воды в небольших речных бассейнах уменьшается, а в менее суровые зимы происходит уменьшение толщины речного льда и сохранение более высокого стока. В то же время Shiklomanov and Lammers (2014) не подтвердили данную теорию и не обнаружили существенной корреляции между максимальной толщиной речного льда и средним стоком рек в ноябре-апреле. Ожидается, что потепление климата в регионах с прерывистой вечной мерзлотой увеличит

поступление грунтовых вод в реки, уменьшит температурный градиент между атмосферой и поверхностью раздела лед-вода и увеличит толщину снежного покрова. По оценке (Оценочный доклад..., 2008), на сибирских реках к 2039 г. ожидается сокращение периода ледостава на 20–27 дней и уменьшение максимальной толщины льда на 20–40%.

Для анализа собраны данные о ледовом режиме малых, средних и крупных водотоков (данные о толщине ледового и снежного покровов по пентадам, максимальная толщина льда, период ледостава) в бассейнах рек Яна, Индигирка, Колыма и рек Чукотки за период наличия данных наблюдений на 80 гидрологических постах (Рис. 74). Максимальные и минимальные длины рядов наблюдений составили 66 лет и 4 года соответственно. Информация 1936-2008 годов была оцифрована по данным «Государственного водного кадастра» (Гидрологический ежегодник, 1936-1980; Гидрологический ежегодник, 1957-1980; Государственный водный кадастр, В. 16, 1981-2007; Государственный водный кадастр, В. 17, 1981-2007), 2008-2016 годов получена на сайте АИС ГМВО (<https://gmvo.skniivh.ru>).

Для оценки изменений максимальной толщины льда на различных по площади водосборов рек были отобраны репрезентативные ряды. Выбраны следующие критерии репрезентативности: 1) длина анализируемого ряда более 20 лет; 2) разница в количестве значений до 1980 и после 1980 не превышает 50%; 3) наличие данных в современный период (после 2000 г.). Всего для территории Северо-Востока России проанализированы данные 30 гидрологических постов по следующим характеристикам: максимальная толщина льда, дата наступления максимальной толщины, а также изменение даты наступления толщины льда 60 и 90 см (Табл. 32).

На 12 из 30 исследуемых постах наблюдается значимое сокращение максимальной толщины ледового покрова при уровне значимости $p < 0.10$. В среднем уменьшение составляет 39 см (27%) и изменяется от 16 см (14%) (р. Ясачная – с. Нелемное, бассейн р. Колымы) до 108 см (53%) (р. Колыма – с. Оротук). Уменьшение максимальной толщины льда не сопровождается

сдвигом даты наступления этого максимума (Табл. 32). Только на двух постах (3489, р. Индигирка – Индигирский) и 1566 (р. Тауй – с. Талон) происходит сдвиг даты на 2 и 8 пентады соответственно.

На 7 постах наблюдается увеличение толщины ледового покрова со средним значением 57 см (40%). Максимальное увеличение зафиксировано в бассейне р. Нера – пос. Ала-Чубук (3518) и достигает 113 см или 90%. Положительное отклонение от средней даты достижения максимальной толщины наблюдается на 4 рассматриваемых постах. В целом, увеличение ледового покрова происходят в бассейнах рр. Яна и Индигирка. В то же время, для всех постов в указанных бассейнах наблюдаются более низкие величины толщины льда в периоды 1964-1967 и 2007 г., что в целом совпадает с периодами наиболее высокого стока рек (Makarieva et al., 2019).

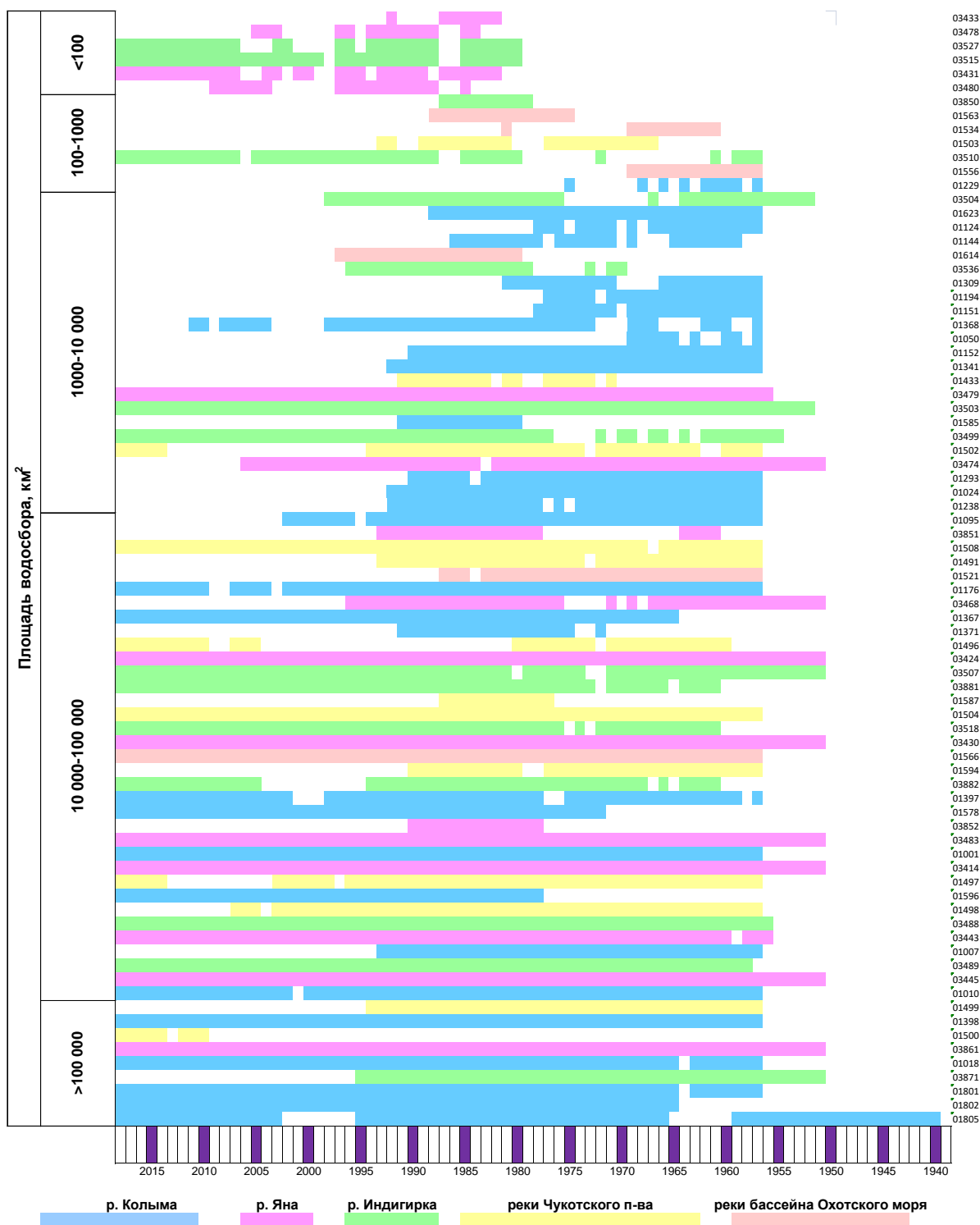


Рис. 74 Наличие данных о ледовом режиме малых, средних и крупных водотоков Северо-Востока (данные о толщине ледового и снежного покровов, максимальная толщина льда, период ледостава)

Важную роль в формировании ледового покрова играют наледи речных вод, образующиеся в створах постов. Так максимальные изменения в толщине льда наблюдаются именно на постах, на которых, согласно Водному кадастру (1966-2008 гг.), зафиксированы наледные явления, причем для таких постов

свойственны как уменьшение толщины льда (например, пост 3489, р. Индигирка – Индигирский), так и увеличение (пост 3503, р. Агаякан – ГМС Агаякан).

Табл. 32 Изменение характеристик ледового покрова рек с длительным рядом наблюдений до 2018 г.

Индекс поста	Изменение максимальной толщины льда, см	Изменение максимальной толщины льда, %	Отклонение от средней даты достижения максимума, пентады	Количество дней для 60 см	Количество дней для 90 см
1001	-108	-53	0	16	17
1010	<i>16</i>	<i>14</i>	0	27	-14
1018	7.1	7.4	0	0	0
1176	-15	-14	0	29	0
1397	-12	-8.3	0	39	29
1398	-18	-18	0	27	19
1497	18	14	<i>3</i>	21	0
1504	55	59	9	-12	19
1508	-24	-30	-5	16	59
1566	-34	-35	-8	0	-17
1578	-16	-14	<i>4</i>	30	64
1596	-3.5	-4.0	-2	32	45
1801	-31	-29	0	38	40
1802	-26	-19	-2	19	24
1805	-30	-21	0	24	33
3414	-22	-16	0	12	36
3424	-22	-16	0	28	28
3430	<i>26</i>	<i>16</i>	0	0	0
3443	35	23	0	0	-23
3445	-25	-11	0	0	0
3483	59	36	0	0	-49
3488	-24	-11	0	0	0
3489	-98	-52	-2	16	37
3499	-7.3	-8.0	0	0	0
3503	98	39	<i>3</i>	0	-13
3507	-13	-8.8	4	21	9
3518	111	90	17	0	17
3861	-38	-25	0	19	32
3881	-5.3	-5.0	0	0	0
3882	-21	-16	0	0	6

Ячейки, заполненные серым цветом, соответствуют статистически значимым трендам при $p < 0.10$; при $p < 0.05$ – жирным шрифтом; при $0.05 < p < 0.10$ – курсивом; красным – положительный тренд для максимальной толщины льда и отрицательный для количества дней достижения 90 см

В бассейне р. Колыма – с. Оротук (1001) изменение толщины ледового покрова зависит от антропогенного фактора, так как данные искажены в связи со строительством Усть-Среднеканской ГЭС.

В арктических районах и районах крайнего севера в зимний период, когда водный транспорт недоступен, функционируют зимники. Зимник – автомобильная дорога, эксплуатация которой возможна только в зимнее время при отрицательной температуре воздуха. Ледовая переправа прокладывается по льду рек, озер, водохранилищ или морей только после тщательной проверки толщины ледяного покрова. Зимние дороги проектируются и создаются ежегодно в таких странах, как Канада, Китай, США, Россия, Финляндия, Норвегия и Швеция. В условиях изменения климата происходит сокращение сроков эксплуатации зимников. В работе (Mullan et al., 2017) отмечается, что на территории Канады для самых тяжелых транспортных средств проезд по зимникам будет невозможен к концу XXI века.

На территории Северо-Востока России зимники проложены по рекам Колыма, Яна и Индигирка. Для оценки даты начала функционирования зимних трасс отобраны данные о толщине льда. Критерием фиксирования даты было достижение толщины 60 и 90 см (Табл. 14). Данные величины обусловлены строительными нормами для проезда колесных автомобилей массой 15 и 35 тонн соответственно.

За последние пятьдесят лет произошло значимое смещение дат образования толщины льда в среднем на 25 дней (от 12 до 39 дней) на 16 из 30 гидрологических постов для 60 см и на 35 дней (от 12 до 64 дня) на 12 постах для 90 см. Более раннее становление льда 90 см наблюдается на 3 постах (на 14, 23 на 49 дней), что также может быть связано с образованием наледей, которые являются важным фактором, осложняющим функционирование зимних ледовых трасс.

Таким образом, на реках Северо-Востока России дата начала использования естественных транспортных артерий может сдвинуться на месяц и более. Необходимо учитывать этот фактор при составлении графика работы автозимников. Сокращение сроков функционирования зимников может повлечь за собой значительный экономический ущерб.

Оценка изменений в формировании наледей подземных вод

Наледи являются элементами водной системы горной криолитозоны. Их возникновение связано с разгрузкой как подземных, так и поверхностных вод, поэтому в зависимости от типа питающих вод реакция наледей на изменение климата будет различной (Романовский, 1983). Наледи, питающиеся глубинными подмерзлотными водами, как правило, имеют постоянное стабильное питание, объем их почти неизменен. Наледи, питающиеся грунтовыми водами, наоборот, из года в год меняют свои размеры и способны к миграции. В последнее десятилетие отмечается изменчивость наледеобразования в различных природно-климатических условиях и на разных континентах (Алексеев, 2016; Morse, Wolfe, 2016; Makarieva et.al., 2019; Gagarin et.al., 2020; Crites et.al., 2020).

Северо-Восток России характеризуется широким распространением гигантских наледей подземных вод, площадь которых может достигать десятков км² (Атлас, 2021). Наиболее крупные наледи встречаются в бассейне р. Индигирки, среди них – Большая Момская наледь, по историческим сведениям, достигающая размеров 82 км², ранее считавшаяся самой большой в мире (Шепелев, 1972).

Первой и наиболее фундаментальной работой по систематизации данных о гигантских наледях Северо-Востока стали Кадастр и Карта наледей Северо-Востока (Симаков, Шильниковская, 1958), опубликованные в 1958 г. на основе анализа результатов аэрофотосъёмки 40-50-х гг. (далее Кадастр (1958)). Кадастр (1958) содержит сведения о местоположении и размерах наледей площадью более 0.01 км². В качестве площади наледей указывалась максимальная площадь наледной поляны, дешифрированная по геоморфологическим признакам.

Материалы Кадастра (1958) были использованы многими учеными для формирования представлений о геокриологических условиях, ресурсах

подземных вод криолитозоны Северо-Востока, взаимосвязи подземных и поверхностных вод в регионе (Толстихин, 1966; Соколов, 1975; Корейша, 1986). Обобщались данные о распространении и площади наледей (на самом деле, наледных полях), оценивались объемы наледей, по ним определялись запасы подземных вод и пр. (Гидрогеология СССР, 1970, 1972). Еще в 1966 А.С. Кузнецов в работе о наледях и полыньях (Кузнецов, 1962) писал о том, что сведения из Кадастра (1958) должны быть использованы с осторожностью. По данным аэрофотосъемок в верховьях бассейна р. Колымы за 1956-1959 гг. он не обнаружил большое количество наледей, указанных в Кадастре (1958), а еще были зафиксированы более 2000 наледей, не учтенных в нем.

Обновление данных о гигантских наледях в современный период для бассейна р. Индигирки было выполнено авторами исследования на основе дешифрирования снимков Landsat 2016-2017 гг. (Макарьева и др., 2019). Для выделения наледей использовался нормализованный дифференциальный снежный индекс NDSI, его пороговое значение, по которому происходит выделение снежно-ледовых поверхностей, принято равным 0.4 (Hall et al., 1995).

Результаты обобщения современных и исторических данных о площади наледей в пяти бассейнах крупных рек Северо-Востока (Яна, Индигирка, Колыма, Пенжина, Чукотский п-ов) показали, что современное количество наледей в 1.3-1.5 раза больше, чем выявлено ранее в Кадастре (1958), а общая максимальная площадь наледей уменьшилась в 1.6-2.4 раза в зависимости от бассейна реки (Атлас, 2021). Общее число наледей Северо-Востока России по Кадастру составило 4642, по данным снимков Landsat – 6217. Для той же территории площадь наледей по данным Кадастра (1958) составила 7181 км², а по данным космических снимков только 3579 км². Таким образом, количество наледей увеличилось на 30 %, а площадь сократилась более, чем в два раза (Табл. 33).

Табл. 33 Соотношение количества и площади наледей по данным Кадастра и спутниковых наблюдений (Атлас, 2021)

Источник данных	Совпадающие наледы, количество и площадь (км ²)	Не совпадающие наледы, количество и площадь (км ²)	Изменение количества (площади) наледей (раз)
Бассейн р. Яна			
Кадастр	301 (632)	80 (99)	↑1.5 (↓1.7)
Landsat	313 (333)	258 (89)	
Бассейн р. Индигирка			
Кадастр	634 (1905)	262 (159)	↑1.4 (↓1.6)
Landsat	611 (1037)	602 (250)	
Бассейн р. Кольма			
Кадастр	1101 (1606)	664 (339)	↑1.3 (↓2.2)
Landsat	1073 (714)	1143 (165)	
Бассейны рек Чукотки			
Кадастр	1003 (2005)	597 (436)	↑1.4 (↓2.4)
Landsat	1107 (788)	1110 (203)	

Однако приведенные в (Атлас, 2021) оценки несут в себе значительную неопределенность из-за несоответствия методов определения площади наледей, принятом в Кадастре (1958) – площадь наледной поляны, и в (Атлас, 2021) – фактическая площадь льда на дату снимка за конкретный год в период с 2016 по 2019 г. Наличие облачности на снимках в период максимального развития наледей в некоторых случаях привело к необходимости использовать более поздние июньские снимки, что могло привести к значительному занижению величин площади.

В (Атлас, 2021) был также проведен детальный анализ динамики площади отдельных, наиболее крупных, наледей за последние 70 лет на основе данных Кадастра (1958) и снимков Landsat за 1973-1975 и 2016-2021 гг. Результаты показали разнонаправленные изменения максимальной площади гигантских наледей, однако со значительной тенденцией к ее уменьшению.

Согласно (Петров, 1930) гигантскими наледями считаются ледяные массивы площадью более 1 км². На основе анализа данных снимков Landsat 2013-2020 гг. выявлено, что в современном климате на Северо-Востоке России формируется 1146 наледей, имеющих площадь свыше 1 км² (Макарьева и др., 2022; Атлас, 2021).

На основе данных (Атлас, 2021) мы провели анализ изменения площади наиболее крупных наледей размером не менее 10 км² (по историческим или современным данным) по сравнению с материалами Кадастра (1958). Для анализа использовались космические снимки Landsat за период с 1973 по 2018 г. и Sentinel-2 за период 2020-2021 гг.

Выделение наледей по снимкам Landsat и Sentinel-2 за 2013-2018 гг. производилось по пороговым значениям нормализованного разностного снежного индекса NDSI, аналогично работе (Макарьева и др., 2019). По снимкам Landsat/MSS за 1973-1975 гг. наледи выделялись на основе их высокой яркости в видимых каналах спектра. Расчет NDSI по этим снимкам невозможен по причине отсутствия среднего инфракрасного канала.

Общий период был разбит на три группы: 1) 1973-1975, 2) 2013-2018, 3) 2020-2021 гг. Для каждой отдельной наледи разница дат между снимками второй и третьей группы составляет не менее трех лет. Выбирались наиболее ранние даты снимков (14 мая – 7 июня в 1973-1975 гг., 18 мая – 19 июня в 2013-2018 гг., 12 мая – 8 июня в 2020-2021 гг.). Использование в анализе данных за три периода позволило значительно уменьшить неопределенность «единственной даты» и вклада в оценочную величину возможной межгодовой изменчивости отдельных наледей.

Всего рассмотрено 74 наледи. Их площадь определялась по двум источникам, таким образом в число рассматриваемых наледей попали те, которые имеют площадь не менее 10 км² как по данным Кадастра (1958), так и снимкам Landsat. По данным Кадастра (1958) площадь рассматриваемых наледей составляла 1740 км² (17% от общей площади 10444 км² и 1% от общего количества 7448 наледей, информация о которых приведена в Кадастре (1958), максимальные и минимальные величины по данным Кадастра (1958) составили 82 и 3.84 км², соответственно. За первый период (1973-1975 гг.) получены данные только для 42 наледей из 74. В некоторые периоды данные для отдельных наледей отсутствовали (из-за облачности на снимках).

На Рис. 75 представлены результаты сравнения данных о площади гигантских наледей по данным Кадастра (1958) и снимкам Landsat 1973-2016-2021 гг. Значительная часть гигантских наледей с площадью более 10 км² не подтверждаются данными Landsat. При этом оценки площади наледей по снимкам за 1973-1975 гг. практически совпадают с современными материалами.

Площадь Большой Момской наледи (первая наледь на графике Рис. 88) скорее всего никогда не достигала размеров (82 км²), указанных в Кадастре (1958), так как максимальная площадь наледной поляны не превышает 72 км² (Рис. 76а). Вторая крупнейшая наледь на Рис. 88 – это наледь в бассейне р. Сюрюктях (левый приток р. Индигирки), в настоящее время она является крупнейшей в мире, ее площадь в отличие от размеров Большой Момской наледи остается стабильной – в 2014 г. она достигла величины 78 км². Отмечается также серия наледей, размеры которых в современных условиях значительно выше, чем указанные в Кадастре (1958). Площадь последней наледи на (Рис. 75) 15 мая 2021 г. достигла размеров 22.5 км², тогда как ее площадь по Кадастру (1958) указана как 3.8 км².

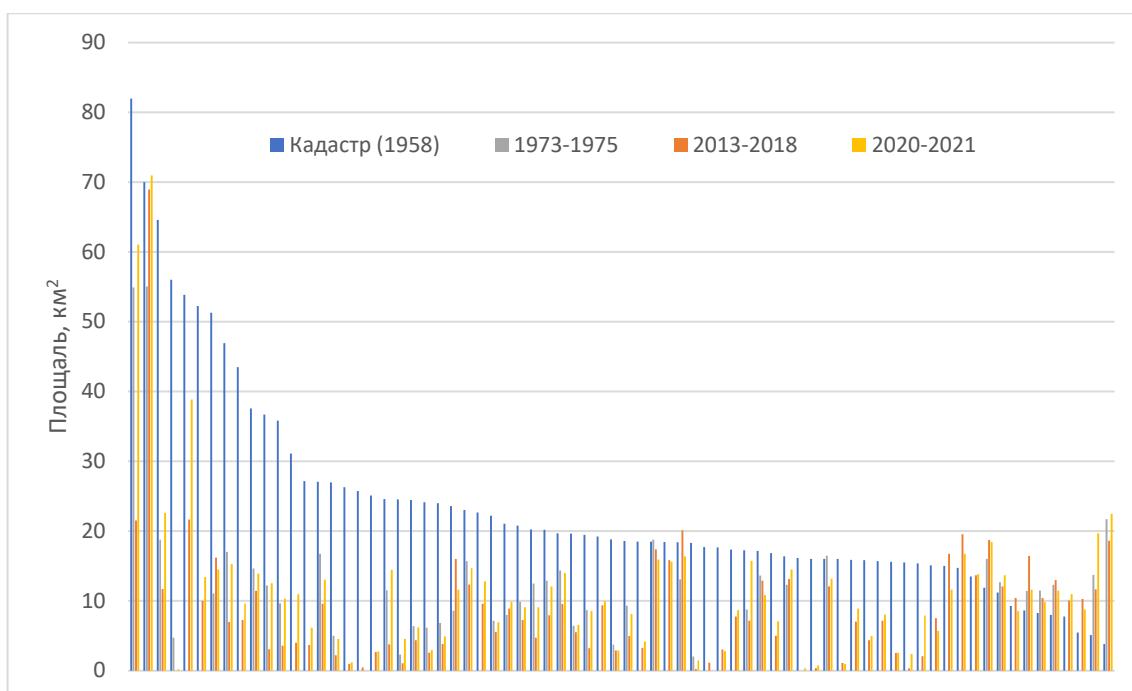


Рис. 75 Площадь гигантских наледей по данным Кадастра (1958) и снимкам Landsat 1973-2016-2021 гг.

В Табл. 34 представлены результаты обобщения площади наледей, величины которых могли быть определены за каждый сравниваемый период. Общая площадь 71 наледи по Кадастру (1958) составила 1624 км², по снимкам 2013-2018 гг. – 661 км², а в 2020-2021 гг. – 838 км². Уменьшение общей площади в сравнении с данными Кадастра составило 1.9-2.5 раз.

Табл. 34 Сравнение суммарной площади наледей (км²) по данным Кадастра (Симаков, Шильниковская, 1958) и снимкам Landsat.

Количество наледей	Кадастр (1958)	1973-1975	2013-2018	2020-2021
71	1624	-	661	838
42	1083	555	444	581

2013-2018 гг. условно могут быть отнесены к периоду пониженной наледности, разница в площади наледей по сравнению с 2020-2021 гг. составляет 23.4%. Однако, рост площади наледей в 2020-2021 гг. в сравнении с 2013-2018 гг. может также частично объясняться увеличением повторяемости съемки за счет появления нового источника данных (снимков

Sentinel-2). Это позволило более точно фиксировать площадь наледей, близкую к максимальной (т.е. сразу после схода снежного покрова).

Если рассматривать 42 наледи, для которых также получены космические снимки за период 1973-1975 гг., то уменьшение площади в сравнении с данными Кадастра составляет 1.9 раз. При этом величины площади в 1973-75 гг. и в 2020-2021 гг. практически совпадают (Табл. 34).

На Рис. 76 представлены примеры выделения площади наледной поляны и определения максимальной площади ледяного массива по весенним снимкам Sentinel-2. Можно отметить значительное несоответствие как данных Кадастра (1958) и современных данных о площади наледных полей, так и значительно меньшей фактической площади наледей по сравнению с выделенными наледными полянами. Таким образом, оценка площади наледей по данным о площади наледной поляны должна вестись с большой осторожностью.

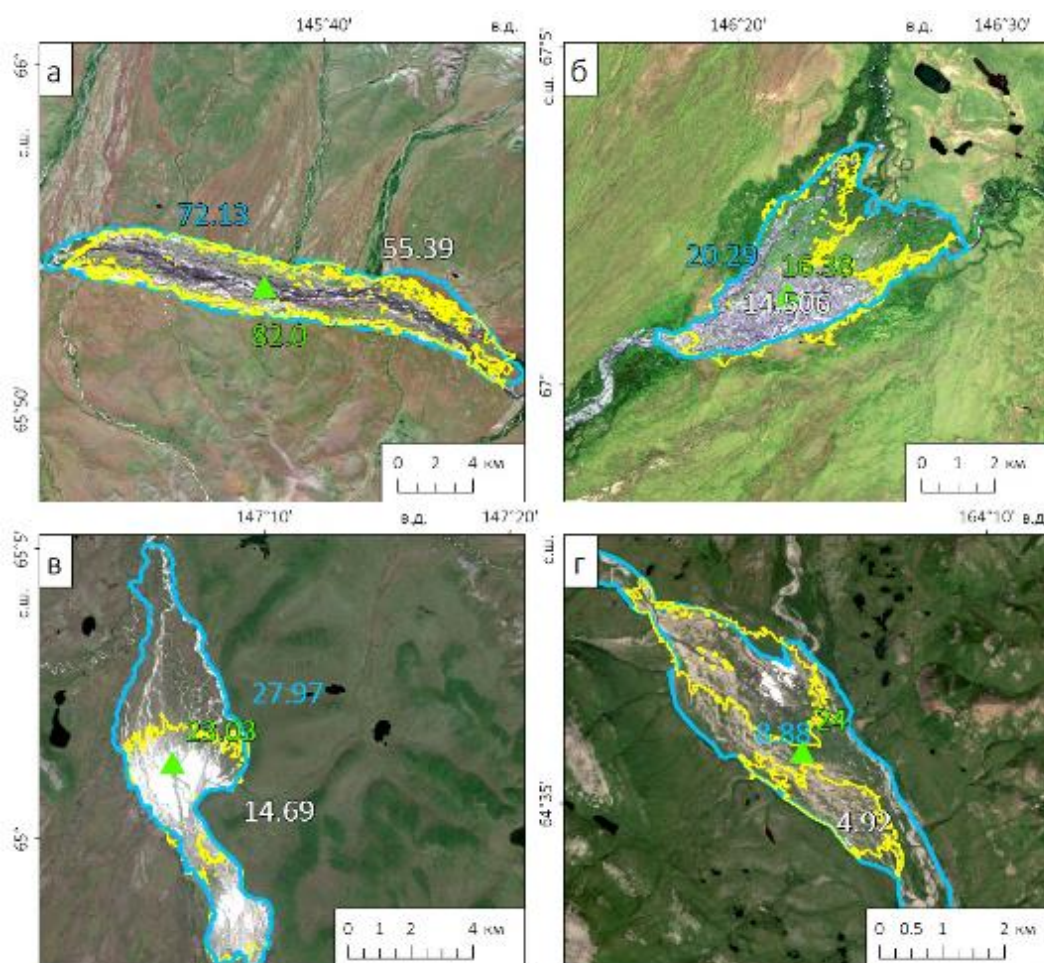


Рис. 76 Пример оценки площади наледных полей (синий контур) и максимальной площади, покрытой льдом (желтый контур) по снимкам Sentinel-2. Местоположение наледи по Кадастру (1958) показано зеленым треугольником. Площадь дана в км². а) – Большая Момская наледь, б) – наледь на р. Бадяриха, в) – наледь на р. Мома, г) – наледь на р. Пенжина.

На Рис. 77 показана схема расположения исследуемых гигантских наледей. Красными треугольниками отмечены наледи, площадь которых по снимкам Landsat (1973-2021 гг.) как минимум в два раза меньше величин, указанных в Кадастре (1958). Фиолетовым цветом маркированы наледи, площадь которых была недооценена по данным Кадастра (1958). Голубые значки идентифицируют наледи, размеры которых изменились не значительно. Из 66 наледей, площадь которых по данным Кадастра (1958) превышает 10 км², только 30 в современном климате достигают этого порога, 17 имеют площадь от 5 до <10 км², площадь остальных 16 наледей в среднем составляет 2.6 км². Еще 8 наледей в современном климате имеют площадь выше, чем указана в Кадастре (1958).

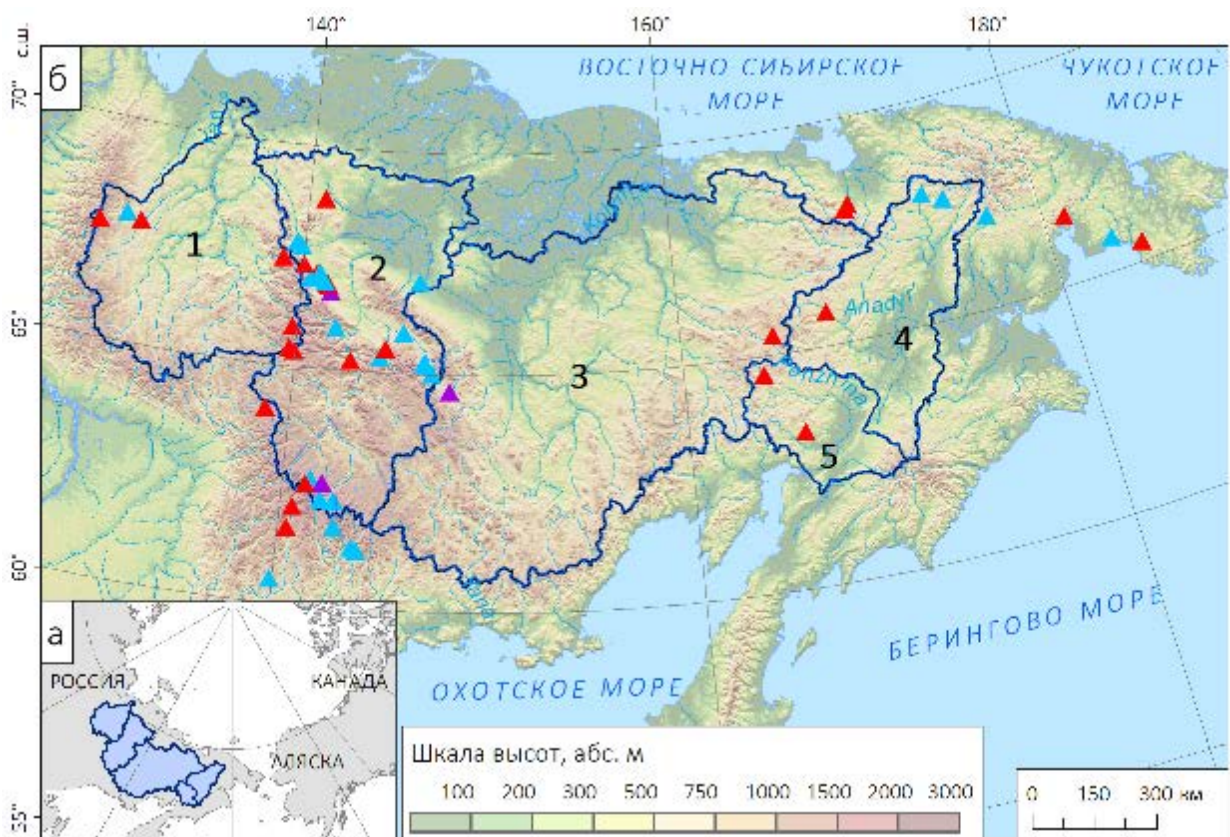


Рис. 77 Географическое положение исследуемого региона (а) и схема расположения гигантских наледей с площадью более 10 км² (б). Цифрами показаны бассейны рек: 1 – Яна, 2 – Индигирка, 3 – Колыма, 4 – Анадырь, 5 – Пенжина. Гигантские наледи показаны треугольниками разного цвета, в зависимости от соотношения площади по данным Кадастра и спутниковым снимкам: фиолетовые (<0.5), синие (от 0.5 до 2.0), красные (>2.0).

Анализ современных и исторических данных показывает, что по сравнению со всеми крупными бассейнами рек Северо-Востока площадь наледей в настоящее время наиболее значительно уменьшилась на Чукотском полуострове. Максимальная площадь наледей в современном климате составляет всего 45% от величины, указанной в Кадастре (1958). В томе XVI «Северо-Восток СССР» (Гидрогеология, 1972) приведены сведения о размерах наледей в бассейнах отдельных рек Чукотского полуострова: «...в Анадырском районе (69), где насчитывается 34 наледи площадью от 4 до 56 км². Наиболее крупные наледи этого района расположены на реках Нунямовеем – 56 км², Танюерер – 53.8 км², Кэнынын – 25.7 км², Сутакан – 24 км², Пыкарваам – 18 км², Эчкакек – 17.7 км², Тнэквеем – 15.3 км², Койвэльвэгыргываам – 13 и 9 км²... В долинах рек Чаун-Чукотского района зарегистрированы очень крупные наледи, 39 из которых имеют площадь от 4 до 47 км²» (с. 86). Большая часть указанных в (Гидрогеология, 1972) гигантских наледей с площадью более 10 км² не была подтверждена снимками Landsat за период 1973-1975, 2012–2021 гг. (Атлас, 2021).

Многие из указанных наледей представляют собой набор отдельных ледяных полей, суммарная площадь которых значительно ниже площади наледной поляны, указанной в Кадастре (1958). Б.В. Зонов (1944) отнес такие наледи к участкам, характеризующимся угасанием наледных процессов, однако, вопрос о том, происходит ли это угасание в последние 70 лет или началось гораздо раньше, остается открытым.

В качестве примера угасания наледных процессов на Рис. 78 представлены снимки Landsat 1973 и Sentinel-2 2019 гг. наледной поляны реки Люлювеем, впадающей в Чаунскую губу. Здесь образуются отдельные

наледные массивы размером до 0.8 км², общая площадь которых может достигать величины более 11 км². По данным Кадастра (1958) на этом участке реки площадь наледной поляны составляет 47 км².

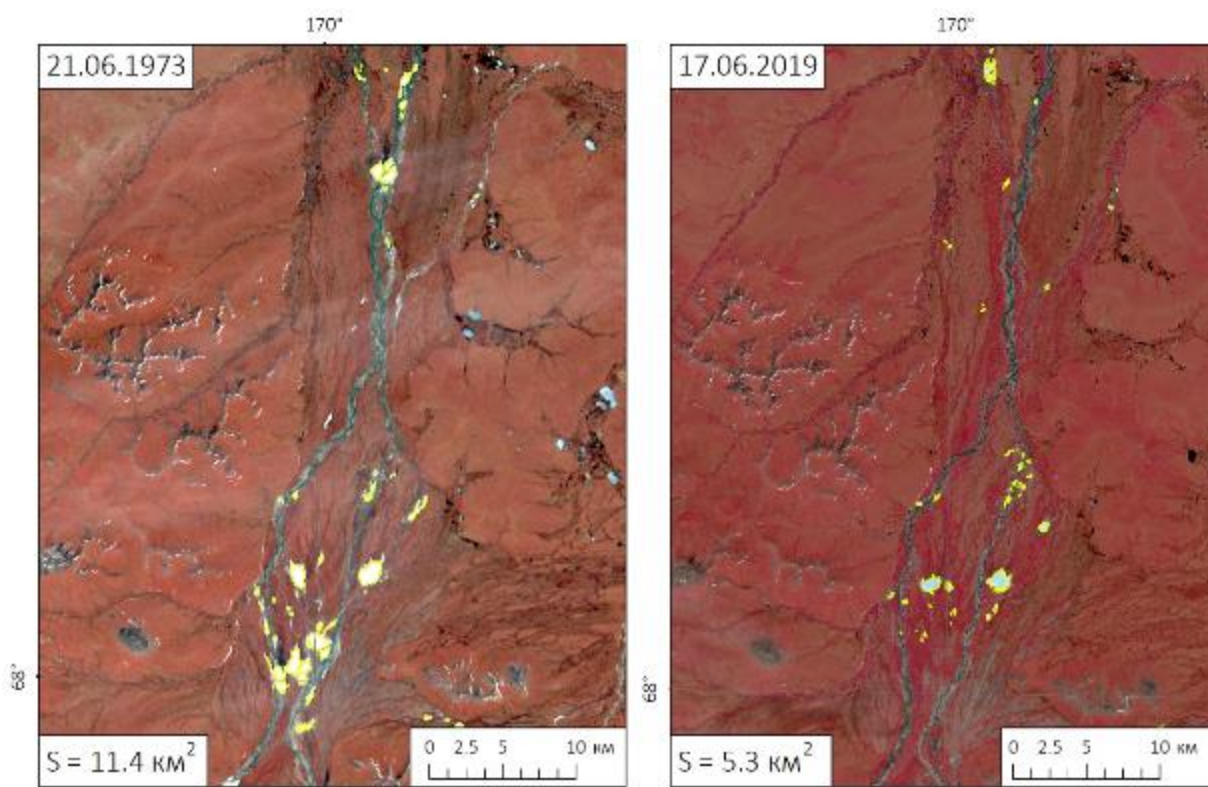


Рис. 78 Сравнение площади гигантской наледи в бассейне р. Люлювеем по снимкам Landsat/MSS (21.06.1973) и Landsat-8 (17.06.2019).

С другой стороны, можно отметить наледи, современные размеры которых практически совпадают с данными Кадастра (1958). На Рис. 79 представлена наледная поляна на р. Малый Пыкарваам (бассейн р. Анадырь) на снимке Sentinel-2 в естественных цветах. Это одна из немногих наледей Чукотского полуострова, размеры которой по двум источникам практически одинаковы. По данным Landsat на 01.06.2019 г. площадь наледи составляет 20 км², по данным Кадастра (1958) – 21.3 км², т. е. за 60–70 лет ее размеры не изменились.

В работе (Иванова, Павлова, 2018) приводятся сведения о 40 примерах миграции наледей из около 1000 рассмотренных ледяных объектов в бассейне р. Индигирки. К их числу относятся наледи бассейна р. Кюбюме, которые образуются вдоль Колымской трассы. топографических карт разных лет

показал, что в 1956 г. в картографических материалах наледи на этом участке не были указаны, а в 1973 г. уже отображены объекты площадью 2.6 км². Анализ (Иванова, Павлова, 2018), в Кадастре (1958) суммарные размеры наледных полей были оценены в 2.9 км². Анализ спутниковых снимков Landsat 2013–2019 гг. для этой территории показывает образование наледей с суммарной площадью более 10 км² (Атлас..., 2021). Причину начала развития сезонных оледенений на этом участке связывают со строительством Колымской трассы в 30–50-х гг. прошлого века, в ходе которого были нарушены естественные природные условия (Иванова, Павлова, 2018).



Рис. 79 Наледная поляна на р. Малый Пыкарваам на снимке Sentinel-2 в естественных цветах за 2019 г. Площадь, покрытая льдом: 1 – максимальная 01.06.2019 г., 2 – минимальная 04.09.2019 г.

В 30 км от пос. Усть-Омчуг (Магаданская область) ежегодно формируется гигантская наледь в долине р. Анмангында, площадью не более 6 км², размеры наледной поляны оцениваются в 7.6 км² (Землянскова и др., 2023, принята к печати). В период 1962–1991 гг. на этом объекте проводились режимные наблюдения за динамикой площади, мощности льда и другими параметрами. Результаты были оформлены в виде картосхем, на которых Анмангындинская наледь изображалась сплошным ледяным массивом длиной

около 7–8 км с наибольшей мощностью в ее средней части (в марте 1963 г. она достигла 5.2 м) (Букаев, 1969). В настоящее время анализ спутниковых снимков и собственные полевые наблюдения авторов показывают, что наледь на этом участке не только не достигает заявленных размеров, но и вовсе не формируется (Рис. 80). В современный период она представляет собой два обособленных оледенения в верхней и нижней частях наледной поляны, а область с наибольшей толщиной льда сместилась выше по течению реки примерно на 1 км (Рис. 80). В начале мая 1967 г. наибольшая толщина льда достигла 3.95 м, а в 2021 г. – 5.3 м. На участке, где в настоящее время наледь не формируется, произрастает ивняк высотой до 2.5 м, большая его часть покрыта голубичником, встречаются лиственницы и чозения, моховый покров практически отсутствует. Территория, которая продолжает подвергаться воздействию наледи, представлена моховым покровом, кустами голубики, злаковыми травами, иногда встречаются ивняк, карликовая береза и чозения. Таким образом, территория, «освободившаяся» от влияния наледи, постепенно зарастает кустарниками и молодой порослью леса.

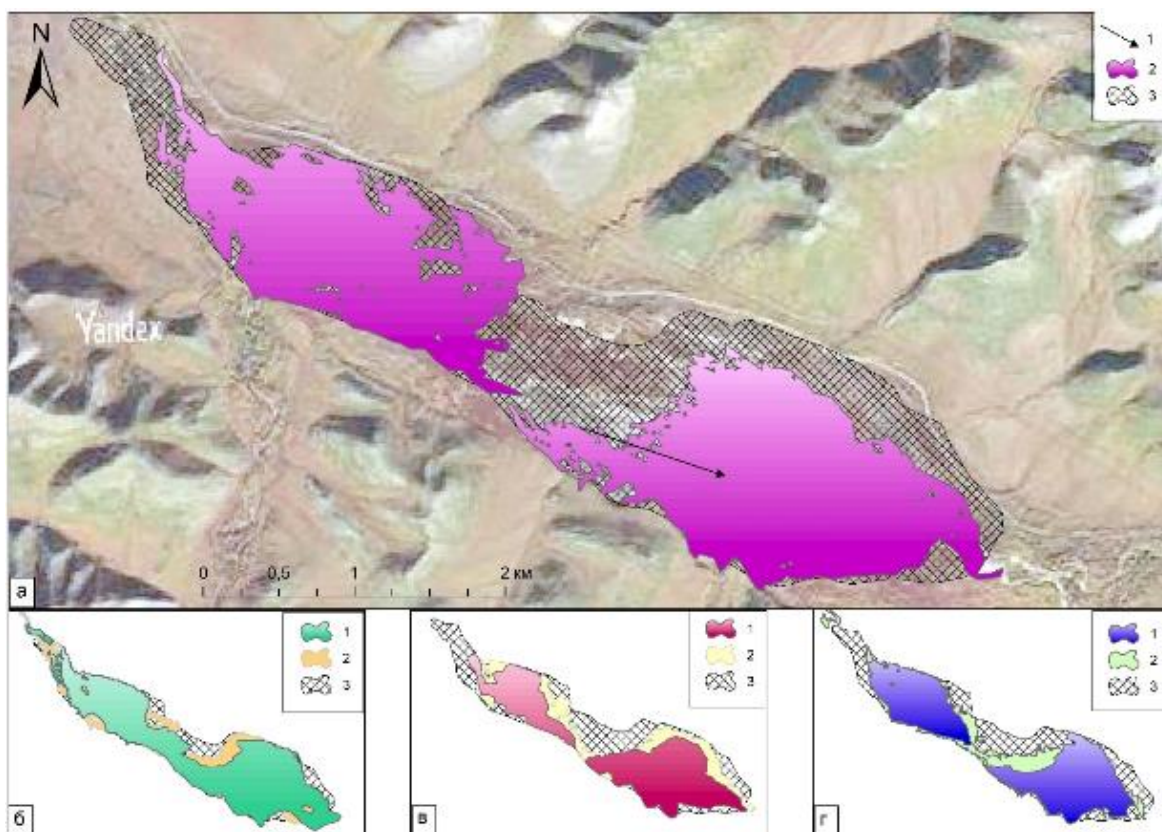


Рис. 80 Сравнение границ Анмангындинской наледи за современный период 2000–2021 гг. с границами наледной поляны, покрытой льдом в 1967 г. а) 1 – смещение максимальной толщины льда, 2 – площадь наледи 2021 г., 3 – площадь наледи 1967 г. Площадь, покрытая льдом: б) 1 – 2002 г., 2 – 2000 г., 3 – 1967 г.; в) 1 – 2017 г., 2 – 2013 г., 3 – 1967 г.; г) 1 – 2020 г., 2 – 2019 г., 3 – 1967 г.

Границы максимального размера наледи и наледной поляны во многих случаях не совпадают, это связано с миграцией наледообразующих источников. По мнению В.Р. Алексеева происходит их смещение вверх по долине, что способствует изменению местоположения «точек» активного образования мощности льда. В долгосрочной перспективе миграция источников за пределы наледной поляны может привести к угасанию процесса наледообразования вплоть до полного их прекращения. В таком случае остается реликтовая наледная поляна.

Регрессивное развитие наледи (сокращение размеров льда) может составлять десятки, даже сотни лет. Основные причины – это изменение характеристик климата (сокращение периода ледостава, осушение рек, повышение температуры воздуха, колебание глубины сезонно-мерзлого слоя

грунтов и др.) и перестройка мерзлотно-гидрогеологических структур, которыми питается наледь (увеличение площади задернованных участков на наледной поляне, сокращение площади действия грунтово-фильтрационного талика и др.).

На основе данных анализа снимков Landsat с 1973 по 2021 гг. проведена оценка современного распространения гигантских наледей подземных вод площадью (S) более 10 км^2 на территории Северо-Востока России по сравнению с историческими сведениями Кадастра (1958). Выявлено, что значительная часть гигантских наледей с $S \geq 10 \text{ км}^2$ не подтверждаются данными Landsat с 1973 г. Общая площадь наледей с $S \geq 10 \text{ км}^2$ уменьшилась в 1.9 раз. Выявлены несколько наледей, площадь которых увеличилась по сравнению с Кадастром (1958). Величины площадей наледей по снимкам 1973-1975 гг. совпадают с современными данными за 2020-2021 гг. и могут быть отнесены к периоду высокой наледности.

Наиболее значительное сокращение наледей произошло на Чукотском полуострове, здесь отмечаются участки, характеризующиеся так называемым угасанием наледных процессов. Он выражается в том, что на значительных по площади наледных полянах из года в год образуются отдельные мигрирующие небольшие ледяные образования, суммарная площадь которых оказывается в разы ниже площади наледных полян. Вопрос о длительности периода затухания этих процессов остается открытым. Оценка ресурсов подземных вод по данным о максимальных площадях наледной поляны должна вестись с большой осторожностью.

Таким образом, данные Кадастра (Симаков, Шильниковская, 1958) не отвечают современным условиям. Выполненные на их основе обобщения о состоянии и запасах подземных вод зоны распространения мерзлоты в современном климате должны быть обновлены. Для труднодоступных районов Северо-Востока гигантские наледи являются индикаторами состояния криолитозоны, выявление причин динамики их характеристик

является актуальной научной задачей. Необходимы дальнейшие исследования и анализ.

Оценка многолетней и внутригодовой динамики Анмангындинской наледи

Выводы, полученные на основе данных о гигантских наледях Северо-Востока (см. предыдущий раздел), были подтверждены результатами оценки многолетней и внутригодовой динамики Анмангындинской наледи. На основе материалов исторических наблюдений, анализа данных дистанционного зондирования и собственных полевых исследований коллектива авторов была дана количественная оценка изменения максимальных размеров площади и объема Анмангындинской наледи, изучена внутригодовая динамика характеристик объекта за период с 1962 по 2021 гг.

В работе использованы данные отчетов Колымского УГМС 1962-1991 гг. об изменении характеристик Анмангындинской наледи, включая внутригодовую динамику площади, объема и средней мощности льда. Материалы содержат сведения, полученные во время полевых работ (Научно-технический отчет, 1963, 1964, 1967; Отчет, 1977; Отчет, 1981-1991). По данным космических снимков Landsat и Sentinel определена площадь наледи за период 2000-2021 гг. В работе использовался как ручной метод выделения границ льда, так и автоматический, подробно описанный в (Макарьева и др., 2019). Он основан на нормализованном разностном снежном индексе NDSI (Hall et al., 2015). Для исследования наледей наиболее информативными являются снимки, отобранные за теплый период года, так как они позволяют исключить выделение снежного покрова (Рис. 81).

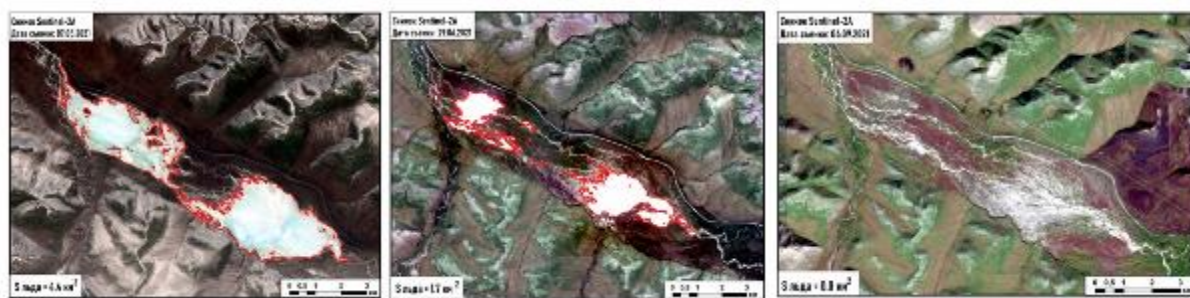


Рис. 81 Динамика площади Анмангындинской наледи по данным снимков Sentinel, 2021 г.

Объем Анмангындинской наледи за современный период был определен по формуле 1. Она основана на связи объема (W , тыс. m^3) и площади (S , тыс. m^2) льда, коэффициенты $a = 0.36$, $n = 1.17$ отражают региональные условия наледообразования и получены по результатам анализа исторических материалов $W = 0.36S^{1.17}$ $W = 0,75S^{1,12}$.

Дополнительно для определения объема льда в 2021 г. с помощью БПЛА, оборудованного GNSS антенной, производилась съемка поверхности наледи с вертикальной точностью ± 10 см в дискретных точках.

Данные о мощности льда были получены за период 2020-2021 гг. при помощи нивелирования земной поверхности (сентябрь 2020 – май 2021) и высокоточными GNSS приемниками в режиме RTK съемки (май – июль 2021).

Внутригодовая динамика Анмангындинской наледи изменилась. В 2000-2021 гг. период полного разрушения наледи в среднем составляет 110 суток, в 1962-1991 гг. он длился более 150 дней. Из отчетов (Научно-технический отчет, 1963, 1964, 1967; Отчет, 1977; Отчет, 1981-1991) следует, что в сентябре в долине р. Анмангында сохранялась часть льда (до 4% от максимальной площади наледи), которая включалась в новый цикл образования наледи. Так, например 15 сентября 1968 г. в русле сохранилось 0.3 км² льда. В 21 веке полное стаивание наледи наблюдается в конце августа – начале сентября. Это подтверждено полевыми наблюдениями 2020-2021 гг. (Рис. 82), а также данными спутниковых снимков Landsat и Sentinel (Рис. 81).



Рис. 82 Внутригодовая динамика Анмангындинской наледи за 2020 г. а) максимальная мощность наледи 1.3 м (05.07.20); б) активное разрушение наледи (18.07.20); в) наледная поляна (09.10.20); г) процесс формирования наледи (13.11.20). Фото А.А. Землянковой.

Сокращение периода существования наледи связано с уменьшением ее максимальных размеров (Рис. 83). В 1962-1990 гг. площадь наледи составляла от 4.3 до 6.8 км², со средним значением 5.5 км², а максимальный объем льда изменялся от 5.3 до 11.7 млн м³, средняя величина – 8.5 млн м³. Средняя мощность наледи варьировалась от 1.29 до 2.28 м, в отдельной точке абсолютная величина могла достигать 8 м (Алексеев и др., 2012). В 2000-2021 гг. максимальная площадь Анмангындинской наледи до начала таяния составляет 3.5-5.4 км², средняя величина – 4.7 км². По результатам расчета в период 2000-2021 гг. объем варьируется в пределах 5.0-8.2 млн м³, со средней величиной 7.1 млн м³. Так максимальные размеры Анмангындинской наледи сократились на 25 и 33% по площади и объему соответственно.

Точность расчета объема наледи была определена по данным полевых наблюдений: при обработке съемки БПЛА за 24 мая объем льда составил 4855 тыс. м³ при площади 3.64 км², средняя мощность наледи – 1.3 м, максимальная – 5.3 м; по формуле (1) данной площади соответствует 5216 тыс. м³. Разница

между приведенными величинами объема наледи не превышает 7%, что подтверждает адекватность использования формулы (1).

Ограниченные данные о средней мощности наледи за 1962-1967 гг. позволили описать режим наледообразования в исторический период. До начала октября лед постепенно тает, а после перехода среднесуточной температуры воздуха через ноль в сторону отрицательных значений начинает нарастать. До декабря отмечается в основном увеличение наледи по площади, поэтому мощность растет постепенно, в среднем к концу ноября составляя 0.5 м. В декабре-феврале, когда сформировано практически 80% площади льда, начинает формироваться его объем. Так, в эти месяцы средняя мощность наледи достигает 0.73, 1.10 и 1.37 м соответственно.

В марте наблюдаются незначительные изменения, а в апреле – активный выход подземных вод на поверхность. В конце апреля, начале мая мощность наледи достигает максимальных значений. В марте, апреле и мае средняя мощность льда составляла 1.50, 1.69 и 1.79 м соответственно.

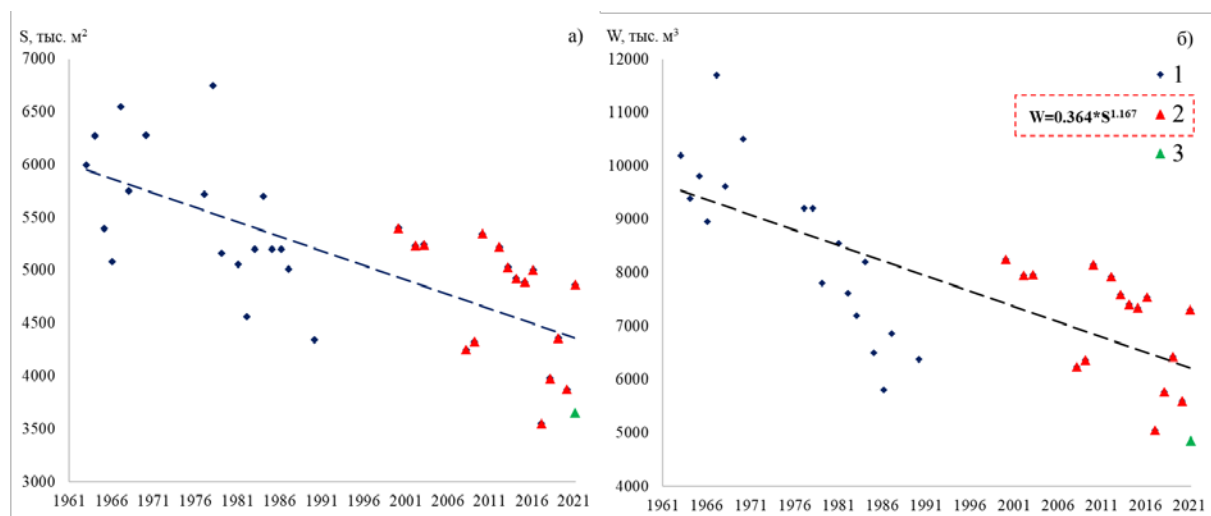


Рис. 83 Многолетняя динамика максимальной площади (а) и объема (б) Анмангындинской наледи за период 1963-2021 гг.: S – площадь, км^2 , W – объем, тыс. м^3 , 1 – исторические данные, 2 – данные по спутниковым снимкам, 3 – данные по БПЛА, 2021 г.

В ходе полевых работ 2020-2021 гг. определена средняя мощность наледи на трех профилях. Анализ полученных данных показал значительное различие в скорости нарастания/стаивания льда в верхней и нижней частях

наледи. В декабре максимально измеренная величина составила 2.04 м, а среднее значение – 0.89 м. В январе средняя и максимальная мощность льда увеличились на 7 и 53 см, достигнув при этом 0.96 и 2.57 м соответственно. С середины января по середину февраля зафиксирован наибольший прирост льда, в основном за счет активного формирования бугров пучения. Средняя толщина составила 1.41 м, а максимальная величина увеличилась более чем на метр (3.76 м). В апреле наблюдается активный выход подземных вод на поверхность льда. До середины мая мощность наледи увеличивалась, а с 25 числа этого месяца зафиксировано ее сокращение, продолжающееся до первой недели сентября. Средняя мощность льда на начало апреля и середину мая составила 1.63 и 1.76 м соответственно, с максимальной величиной в дискретной точке – 4.09 и 4.44 м.

Анализ исторических и полученных по спутниковым снимкам данных о площади Анмангындинской наледи показал значительное сокращение максимальной площади – около 25%. Запасы льда за период 1962-2021 гг. уменьшились на 33%. Результаты исследования получены с помощью расчетных методов и требуют подтверждения полевыми данными. Полнота сведений о современном состоянии может быть дополнена данными, полученных во время выполнения междисциплинарных исследований. Поскольку климатические и ландшафтные условия развития Анмангындинской наледи репрезентативны для горной территории Северо-Востока России, результаты исследования могут быть использованы для формирования представления о развитии наледей в регионе.

Возможные причины изменения стока рек Северо-Востока России

Существует несколько основных гипотез, наиболее часто обсуждаемых в контексте повышения стока рек в арктических регионах: 1) трансформация механизмов подземного питания в результате деградации мерзлоты

(Романовский и др., 2009; Walvoord et al., 2012), 2) таяние ледников (Liljedahl et al., 2017) или 3) увеличение количества осадков (Dyurgerov, Carter, 2004).

1. Потепление климата приводит к увеличению толщины деятельного слоя и интенсификации связи между поверхностным и подземным стоком, этот процесс считается одним из наиболее вероятных факторов изменения речного стока арктических рек в осенне-зимний период (Tananaev et al., 2016; Фролова и др., 2018), однако исчерпывающих данных, обосновывающих эту гипотезу, не существует. В работе (Makarieva et al., 2019) на основе анализа температуры почвы на глубине 80 см показано, что в Верхоянске глубина протаивания увеличилась на 45 см за период 1966-2015 гг. Однако, на станции Усть-Мома (бассейн р. Индигирки) глубина деятельного слоя за период наблюдений 1977-2015 гг. не изменилась. На станции Оймякон (верховья реки Индигирки) выявлены изменения, обратные трендам в Верхоянске: глубина протаивания деятельного слоя уменьшилась на 77 см. Авторы связывают резкие изменения характеристик деятельного слоя на станции Оймякон с нарушением условий наблюдений на станции (Makarieva et al., 2019), а не естественными факторами.

2. Другим возможным вкладом в увеличение стока могут быть ледники. В современных климатических условиях ледники региона тают более интенсивно в июле и августе, поэтому именно в эти месяцы можно ожидать увеличение стока рек. В бассейне р. Индигирки (створ 3488) площадь ледников составляет 0.3% от площади водосбора. Однако, результаты анализа не показали значимых изменений стока в июле и августе для этого створа. Согласно модельным расчетам, максимальный годовой вклад стока ледников в сток реки Индигирки был пройден в период 1980-2010 гг. (Huss, Hock, 2018). Потери объемов ледникового льда на хребтах Сунтар-Хаята оцениваются в 1.4 км³ за период 1970-2003 (Ананичева, 2014), что составляет около 0.8 мм дополнительного стока в год для створа 3488 (р. Индигирка) и не может объяснить повышение стока рек в осенне-зимний период.

3. Проведенный анализ показал, что статистически значимое увеличение абсолютного количества осадков в исследуемом регионе не наблюдается. Более того, отмечается уменьшение количества твердых осадков в зимний период, а также увеличение доли жидких осадков в переходные месяцы – май и сентябрь.

Рассчитанные коэффициенты корреляции между слоем осадков и слоем стока в августе и сентябре для четырех малых и средних водосборов (площадь не более 3490 км²) и расположенных вблизи метеорологических станций (Табл. 30) изменяются от 0.45 до 0.80. На Рис. 84 и Рис. 85 представлены графики связи для двух водосборов в бассейнах рек Колымы и Яны.

Табл. 35 Коэффициент корреляции месячного стока и осадков в сентябре на малых водосборах

М/с, индекс	Высота, м	Гидр. пост.	Площадь водосбора, км ²	Период	Месяц	Коэффициент корреляции с осадками
Ягодный, 24796	487	1217	100	1966-2012	август	0.45
Усть-Омчуг, 24898	576	1619	583	1966-2012	август	0.80
Усть-Омчуг, 24898	576	1151	3490	1966-2012	август	0.52
Усть-Чаркы, 24371	273	3478	22.6	1966-2007	сентябрь	0.60

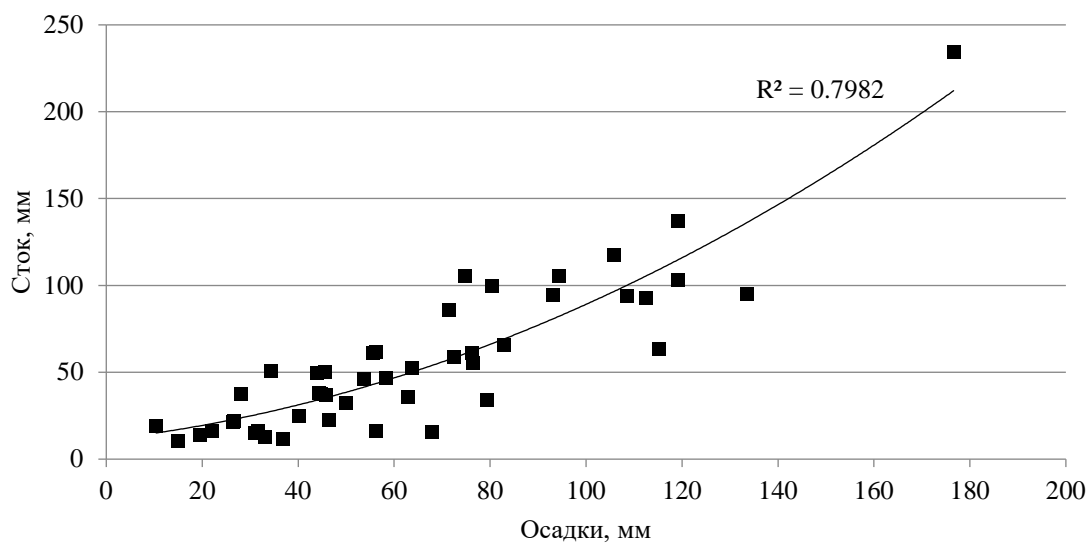


Рис. 84 График связи стока р. Омчуг – р.п. Усть-Омчуг (01619) и осадков в августе м/с Усть-Омчуг, бассейн р. Колымы

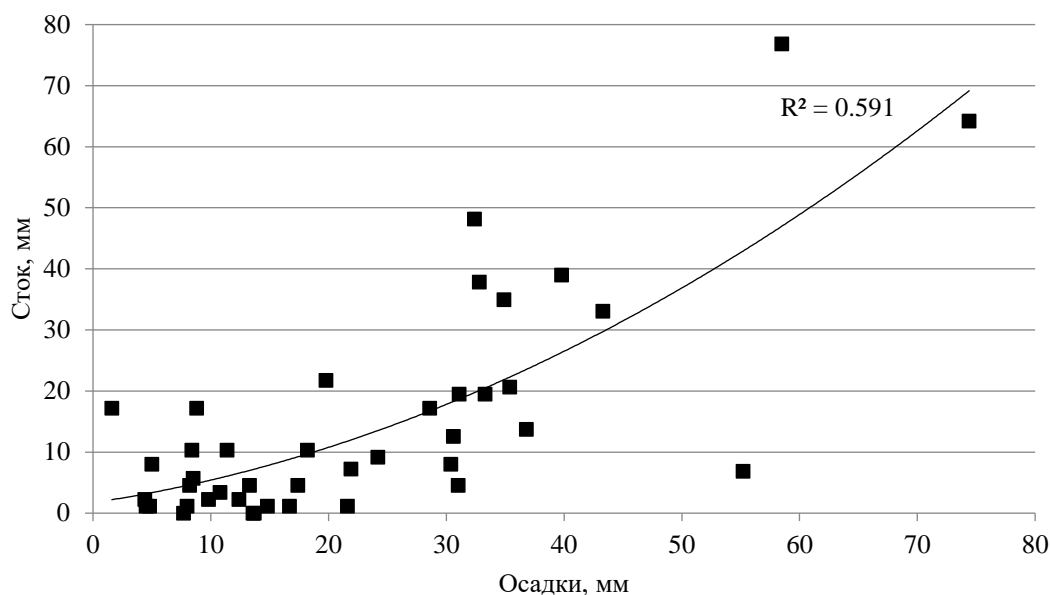


Рис. 85 График связи стока руч. Гнус (03478) и осадков в сентябре м/с Усть-Чаркы, бассейн р. Яны

Похожая ситуация наблюдается в субарктической части Северо-Западных Территорий Канады. Так, увеличение доли жидких осадков в осенний период без изменений их абсолютной суммы приводит к дополнительным паводкам и повышению стока рек в зимний период (Spence et al., 2011). Кривые спада осенних паводков распространяются на осенний и зимний сезоны. Изменение стока в октябре, как правило, повторяет пространственную картину изменений в сентябре, но с меньшей амплитудой. Таким образом, именно климатические изменения определяют трансформацию гидрологического режима, а все остальные факторы играют второстепенную роль в этом процессе.

Так же причиной изменения речного стока в 21 веке по мнению многих авторов служит усиление контраста между увлажненностью юго-западных и южных регионов страны с одной стороны и северо-восточных, и северных с другой (Добровольский, 2007). Данный контраст может влиять на формирование воздушных масс. В работе Chernokulsky и др. (2019) приводятся данные об изменениях режима выпадения и интенсивности жидких осадков на территории Евразии: небольшой, в основном незначительный рост общего количества осадков сопровождается значимым

увеличением доли ливней и сокращением вклада обложных дождей во всех регионах России, в том числе и на Северо-Востоке России. Данный процесс может не только увеличить величины максимальных расходов, но и в совокупности с другими процессами в зоне мерзлоты, повлиять на формирование водного баланса и гидрологического режима. Так при выпадении обильных осадков на поверхность водосбора вытесняется значительно большая доля грунтовых вод (Михайлов и др., 2007).

Изменения в ноябре-декабре наблюдаются на более крупных водосборах, так как малые ручьи и реки в эти месяцы уже перемерзают. Л.П. Глотова и В.Е. Глотов (2015) объясняют это тем, что доля вклада подземных вод в сток более крупных рек выше, чем у малых водосборов в условиях многолетней мерзлоты.

Среднегодовое увеличение стока наблюдается как на малых, так и на крупных речных бассейнах. Согласно С.К. Аржаковой (2001), бассейны рек Эльги (р. Индигирка) и Адычи (р. Яна), на территории которых происходят значимые годовые изменения, находятся в зоне, пересекающей участки тектонических нарушений. Также современный интенсивный неотектонический подъем является отличительной чертой бассейна р. Колымы, в результате которого происходит разгрузка водоносных галечников речных долин (Глотов, Глотова, 2011). Так аномальные изменения водного баланса в зимнюю межень, когда расходы воды в верхнем створе превышают расходы нижнего створа, объясняются современными объемными расширениями–сжатиями пространства подруслового сквозного талика при сублиторальных колебаниях блоков земной коры (Глотов и др., 2011). Кратковременным колебанием объема емкостного пространства в результате преобразований литосферных блоков также объясняется эпизодическое увеличение или уменьшение расходов воды в зимние месяцы независимо от изменения климатической обстановки (Глотова, Глотова, 2012).

Изменение процессов на водосборе р. Колымы связывается не только с природным влиянием, но и с антропогенной деятельностью. Так эксплуатация

Колымской гидроэлектростанции привела к увеличению расходов воды в зимнее время, к активизации процессов инфильтрации ее в недра геологических структур, увеличению площади талика под водохранилищем и в русле Колымы (Глотов и др., 2011), уменьшению стока взвешенных наносов и продолжительности ледостава, увеличение средней продолжительности половодья на 2-7 дней (Ушаков, 2014). По данным (Magritsky и др., 2013) по причине функционирования гидроэлектростанции расходы воды в ноябре-апреле составили 344 % в 1992-2001 гг. от их значений в 1948-1980 гг, 92% в мае-июне и также 92% в июле-октябре. В.М. Михайлов (2014) отмечает, что происходит существенное ослабление теплообмена из-за изменений гидротермического режима р. Колымы в ходе строения ГЭС. Автор утверждает, что Усть-Среднеканская ГЭС может вызвать деградацию талика и пойменных экосистем.

На основе данных Колымской водно-балансовой станции с рядами наблюдений редкой продолжительности (40-50 лет), установлено, что годовая температура воздуха повысилась на 1.6°C за период 1951-2014 гг., а годовая сумма осадков выросла на 113 мм или 32 %. Выпадение жидких, твердых или смешанных осадков не показывает прямой зависимости со среднесуточной температурой воздуха. В период с 1948 по 2013 гг. годовой сток увеличился на 172 мм (53%), причем наибольшие его изменения наблюдаются в мае и в период с августа по ноябрь. Установлено, что формирование осеннего стока в большей степени зависит от выпадения жидких осадков в этот период.

Проведен анализ гидрометеорологических величин в бассейнах рек Колымы, Яны и Индигирки за 50 лет (1966-2015). Установлено, что годовая температура воздуха в среднем повысилась на 2.3 °C. Анализ годовых сумм осадков для 61 метеорологических станции показал разнонаправленные изменения. Тем не менее, для большинства станций района характерен значимый отрицательный тренд осадков в зимнее время и положительный годовой тренд смешанных и жидких осадков с увеличением их доли в осенние месяцы.

На основе анализа данных о стоке воды для 51 гидрологического поста установлено наличие статистически значимых ($p < 0,05$) положительных трендов в осенне-зимний период (с августа по декабрь) на большинстве рек. Увеличение меженного стока обусловлено главным образом переходом типа осадков от твердых к жидким и соответствующим увеличением стока в сентябре, продолжающимся в последующие месяцы. Также для рек характерно увеличение максимального расхода воды в осенний период, максимальный годовой расход увеличился на некоторых постах на 110 %.

Другие факторы, такие как таяние ледников и наледей, увеличение глубины деятельного слоя в условиях потепления климата также оказывают влияние на трансформацию гидрологического режима, однако, оценить их количественный вклад на основе существующих очень ограниченных данных практически невозможно.

Прогноз изменения гидрологических характеристик

Математическое моделирование гидрологических процессов

Задачей моделирующей гидрологии является расчет и прогноз стока воды в замыкающем створе речного бассейна, оценка элементов водного баланса и переменных состояний водосбора. Несмотря на значительное отставание России в инструментальных гидрологических исследованиях, развитие методологических подходов к разработкам и усовершенствованию гидрологических моделей, основанное на результатах исследований в советское время, в нашей стране во многих аспектах до сих пор опережает западных партнеров. Однако, одной из проблем России является отсутствие контакта между разработчиками гидрологических моделей и их потенциальными пользователями. В западных же странах гидрологические модели являются основным инструментом при решении как научных, так и практических задач проектирования и прогноза.

Подавляющая часть гидрологических моделей, хорошо себя зарекомендовавших на территориях с умеренным климатом, не могут быть

использованы для расчета стока воды в зоне сезонного промерзания и распространения многолетней мерзлоты, так как не содержат в себе алгоритмов, описывающих процессы динамики тепла и влаги в почве с учетом фазовых переходов (Lindström et al., 2010).

Разработка математических алгоритмов расчета движения воды в сезонно промерзающем и протаивающем грунте усложняется высокой изменчивостью водно-физических свойств почв в пространстве и по глубине на водосборах. В то же время динамика формирования деятельного слоя является одним из основных факторов, определяющих характер протекания гидрологических процессов (Кучмент и др., 2000; Zhang et al., 2000; Гусев и Насонова, 2010). Поэтому моделирование процессов формирования стока должно проводиться с учетом энергетического баланса не только поверхности водосборов, но и толщи почвогрунтов, подверженных сезонному изменению из-за процессов протаивания и промерзания.

Необходимость моделирования таких процессов как фильтрация воды в мерзлые грунты, водообмен между поверхностными и подземными водами, сезонное перераспределение стока за счет замерзания в почвогрунтах жидких осадков или талой воды, ставит задачу непрерывного расчета переменных состояний почвенного профиля (температуры, влажности и льдистости) на разных глубинах и в каждый расчетный интервал времени (РИВ).

Методы моделирования процессов динамики тепла в почве должны учитывать условия формирования деятельного слоя в различных условиях (ландшафтах) и в то же время не зависеть от калибровки параметров моделей в каждом конкретном случае [Виноградов и Виноградова, 2010; Vinogradov et al., 2011; Semenova, 2010; Pomeroy et al., 2007]. Важно также, чтобы моделирование могло проводиться в условиях дефицита данных наблюдений, характерного для большей части арктических территорий, как России, так и мира [Semenova & Vinogradova, 2009].

Инфильтрация, динамика и фазовые переходы влаги в мерзлых и промерзающих грунтах играют ключевую роль в процессах формирования

стока в зоне мерзлоты, а также влияют на глубину сезонного слоя и формирование температурного поля криолитозоны. Большинство гидрологических моделей не имеют алгоритмов, описывающих образование и эволюцию криогенного водоупора в речных бассейнах, что делает их практически неприменимыми для исследования и прогноза гидрологических процессов в зоне мерзлоты. Разработка математических алгоритмов расчета движения воды в сезонно промерзающем и протаивающем грунте усложняется высокой изменчивостью водно-физических свойств почв в пространстве и по глубине на водосборах, а также недостаточностью данных многолетних параллельных измерений влажности и температуры почвогрунтов в мерзлотных ландшафтах.

Ранние версии гидрологических моделей, применявшихся в зоне мерзлоты, основывались на допущениях, что при отрицательной температуре почвы содержание жидкой воды в слое грунта и коэффициент фильтрации равны нулю (Bonan, 1991; Verseghy, 1991; Dai et al., 2003). В наиболее продвинутых моделях в явном виде описывается динамика содержания льда в почве (Cherkauer et al., 2003; Niu and Yang, 2006; Nicolsky et al., 2007), а также глубина протаивания и промерзания (Slater et al., 1998; Kuchment et al., 2000; Yi et al., 2006; Zhang et al., 2008). Лишь в немногих моделях учитывается возможность фильтрации влаги в мерзлые горизонты (Niu and Yang, 2006; Nicolsky et al., 2007; Pomeroy et al., 2007), что является преобладающим механизмом в формировании стока в ландшафтах гольцов и каменных осыпей, широко распространенных на Северо-Востоке России (Semenova et al. 2013, Глотов, 2002). Методы, применяемые в перечисленных моделях для описания динамики тепла и влаги в промерзающей и протаивающей почве, варьируются от простых эмпирических соотношений (Gray et al., 1985) до уравнений математической физики, решаемых с помощью численных методов (Tao and Gray, 1994; Zhao et al., 1997).

Численные решения уравнений тепло- и влагопроводности были реализованы для неоднородных по профилю талых почв (Celia et al., 1990;

Ross, 1990; Simunek et al., 2005) и для однородных по профилю промерзающих почв (Harlan, 1973; Guymon and Luthin, 1974; Tao and Gray, 1994; Zhao et al., 1997; Hansson et al., 2004). Устойчивое численное решение уравнений тепло- и влагопроводности для неоднородных по вертикали промерзающих почв требует мелкого шага расчетной сетки по почвенному профилю (см) и интервала расчета в минуты и секунды (Jame and Norum, 1980; Tao and Gray, 1994; Zhao et al., 1997; Smith et al., 2002; Zhang et al 2000), что не позволяет их применять в практике гидрологического моделирования на средних и крупных речных бассейнах.

Среди гидрологических моделей, которые описывают процессы тепло- и влагопереноса в мерзлой почве и были протестированы в холодных регионах Земли, можно назвать модель TopoFlow (Schramm et al., 2007, Bolton 2006), Cold Region Hydrological Model (CHRM) (Pomeroy et al., 2007), распределенную модель формирования стока в мерзлоте Кучмента (2000), модель GEOTop (Rigon et al. 2006; Dall'Amico et al. 2011). В России развиваются модели SoilWater – Atmosphere – Plants (SWAP, Гусев и Насонова, 2010), ECOMAG (Motovilov, 2013) и модель Гидрограф (Виноградов, 1988; Semenova, 2013). Все перечисленные модели рассматривают происходящие в бассейне гидрологические процессы в суточном и менее разрешении. Глобальные и континентальные модели, которые применяются на крупной расчетной сетке на расчетном интервале более суток, не включены в обзор, так как неоднократно была показана их неадекватность наблюдаемым природным процессам.

Российскими гидрологическими моделям, применимыми на территории АЗРФ, являются ECOMAG, SWAP и Гидрограф.

Гидрологическая модель ECOMAG была использована для моделирования речного стока более 15 речных бассейнов в России, расположенных в различных природных зонах и имеющих разную площадь водосбора. Среди них Енисей, Лена, Амур, Обь, Кубань, Северная Двина, Мезень, Печора, Яна, Индигирка, Колыма, Москва, Ока, а также бассейны

Ангаро-Енисейского, Волжско-Камского каскада, Зейского и Бурейского водохранилищ. Модель учитывает основные процессы гидрологического цикла, переноса и трансформации загрязняющих веществ в речном бассейне применительно к реальным метеорологическим, гидрологическим и физико-географическим условиям конкретного региона (Мотовилов, 2016).

Модель SWAP применялась для описания процессов формирования стока воды на крупных водосборах российского Севера – Северной Двине, Надыме, Пуре, Тазе, Индигирке, Колыме (Гусев и др., 2011 – 2015). SWAP представляет собой физико-математическую модель, описывающую процессы тепло- и влагообмена в системе почва – растительный/снежный покров – приземный слой атмосферы (Soil–Vegetation/snow cover–Atmosphere system – SVAS). Модель воспроизводит комплекс процессов: перехват жидких и твердых атмосферных осадков растительным покровом, их испарение, таяние или замерзание; формирование снежного покрова в холодный период года; формирование поверхностного стока и впитывание воды в почву; формирование водного баланса зоны аэрации (включающего в себя транспирацию, физическое испарение воды почвой, влагообмен с грунтовыми водами и изменение почвенных влагозапасов); динамику уровня грунтовых вод; формирование теплового баланса системы SVAS и ее термического режима; промерзание и оттаивание почвы (Гусев, Насонова, 1998; Гусев, Насонова, 2000).

Для изучения процессов формирования стока и построения карт гидрологических характеристик для горной части Магаданской области была использована детерминированная гидрологическая модель «Гидрограф», разработанная Ю.Б. Виноградовым и описанная в следующем разделе.

Модель «Гидрограф»

Модель процессов формирования стока «Гидрограф» обладает рядом преимуществ перед другими гидрологическими моделями. Во-первых, она содержит в себе алгоритмы, описывающие динамику тепла и влаги в

почвенном профиле в явном виде. Во-вторых, использование в качестве входной информации ограниченного числа метеорологических переменных (температура и влажность воздуха, осадки) позволяет применять модель на малоизученных бассейнах.

Возможность применения модели в различных масштабах без изменения структуры и набора параметров для идентичных ландшафтов – от единичной почвенной колонки (Lebedeva et al., 2014) до бассейнов больших рек (Vinogradov et al., 2011) позволяет использовать «точечные» данные наблюдений (напр., на гидрологических стационарах) для оценки параметров, которые в дальнейшем могут быть перенесены на водосборы со сходными условиями и использованы для моделирования процессов формирования стока (Semenova et al. 2013).

Результатами моделирования является не только сток воды в замыкающем створе, но и распределенные переменные состояния ландшафтов – характеристики снежного покрова, температура и влажность почвы на разных глубинах, глубина протаивания и промерзания, глубина залегания грунтовых вод и др., что позволяет проводить многокритериальную валидацию результатов расчетов на их соответствие наблюдаемым процессам и явлениям.

Для оценки параметров в пределах исследуемых бассейнов выделяются однородные природные зоны, так называемые стокоформирующие комплексы (СФК), по которым производится систематизация параметров модели. СФК – часть территории речного бассейна, условно однородная по свойствам ландшафта, и единообразно функционирующая в гидрологическом плане. Предполагается, что все параметры модели характеризуют СФК в целом, неизменны в его пределах и скачкообразно изменяются на его границах. Разнообразие почвенно-растительного покрова в сочетании с рельефом создают условия формирования стока воды. Для выделения СФК производится анализ сочетаний различных типов почвы, растительности и топографических условий. Для каждого выделенного СФК строится типичный

профиль подстилающей поверхности, свойства которого изменяются по глубине от поверхности растительного покрова до 1 – 3 м глубины почвенной колонки (Lebedeva et al., 2014). Параметры модели представляют собой физические свойства почв и растительности, которые могут быть измерены в полевых условиях или оценены на основе описания ландшафтов и их характеристик. Именно поэтому при использовании модели Гидрограф калибровка параметров сводится к минимуму или совсем не требуется (Lebedeva and Semenova, 2011, 2013). Это свойство модели Гидрограф позволяет применять ее в задаче оценки изменений как гидротермического режима деятельного слоя, так и гидрологического режима бассейнов рек. Также вся площадь бассейна покрывается гексагональной сеткой, узлами которой являются репрезентативные точки (РТ) определенной единичной площади. Для каждой РТ определяются такие характеристики, как высота, уклон, ориентация склона, а также тип СФК. В модели Гидрограф решается задача динамики тепла и влаги в почвенной колонке, что необходимо при ее использовании в районах распространения многолетней мерзлоты. По глубине почва делится на некоторое количество (3 – 20) расчётных слоев (РСЛ), обычно (но не обязательно) одинаковых и равных 0.1 м. Параметры в модели распределены в вертикальном (почвенная колонка) и горизонтальном (система РТ и СФК) плане.

Наборы параметров, уточненные на изученных водосборах (бассейнах-аналогах), можно переносить на неизученные бассейны со сходными типами подстилающей поверхности без калибровки (Semenova и др., 2013; Лебедева и др., 2015). Это свойство модели Гидрограф позволяет применять ее в задаче оценки изменений гидротермического режима ландшафтов и речного стока в связи с прогнозируемыми изменениями климата.

Метод расчета тепловой динамики в верхнем слое почвогрунтов основан на нескольких приемах, упрощающих дифференциальное уравнение теплопроводности в почвенном профиле и позволяющих привести систему дифференциальных уравнений к системе линейных алгебраических уравнений

без потери качества результатов расчета. Также предложены подходы к определению коэффициентов теплопроводности и теплообмена расчетных слоев почвы в условиях промерзания/протаивания и переменной влажности.

В качестве параметров модели используются физические свойства материалов, слагающих почвенный профиль, такие как плотность, пористость, удельная теплопроводность и теплоемкость, максимальная водоудерживающая способность. На основе данных наблюдений такие свойства могут быть обобщены и систематизированы для почвенных профилей, характерных для основных ландшафтов, и использованы на водосборах со схожими условиями формирования стока без применения методов калибровки. Алгоритмы, описывающие процессы теплового баланса почвогрунтов, и результаты верификации предложенного метода в зоне сплошной мерзлоты на объектах КВБС (Виноградов и др., 2015; Макарьева и др., 2020).

В предлагаемом методе отсутствуют ограничения, связанные с допущением о стационарности моделируемой системы, принятом в большинстве моделей взаимодействия поверхности суши с атмосферой. Semenova et al. (2015) и Семенова и др. (2015) показали, что изменения ландшафтов после нарушений (напр., лесной пожар) могут быть описаны динамическим набором параметров, при которых значения параметров меняются в течение расчетного периода согласно схеме трансформации почвенно-растительного покрова. В данном проекте особое внимание предполагается обратить на характеристики поверхностного слоя мерзлоты – например, прогнозные оценки изменений температуры грунта на глубине 1.5 – 3 м могут быть использованы в качестве граничного условия при гидрологическом моделировании (Semenova et al., 2014; Виноградов и др., 2015).

Авторами модели была показана возможность эффективного переноса параметров модели с малых, хорошо изученных водосборов на крупные бассейны, находящиеся в сходных ландшафтных условиях, но не охваченных

наблюдениями. Модель «Гидрограф» успешно применялась в условиях малых, средних и крупных бассейнов Российской Арктики, включая рр. Витим, Лена, Индигирка, Яна и Колыма, и Канады (Семенова и др., 2015; Лебедева и др., 2015; Lebedeva et al., 2015a; Semenova и др., 2015; Lebedeva & Semenova, 2013; Semenova и др., 2013 Vinogradov и др., 2011).

Параметризация и верификация гидрологической модели

При использовании модели «Гидрограф» применяется метод последовательной оценки параметров. В настоящей работе он проводится для условий горных водосборов Северо-Востока России с учетом динамики характеристик деятельного слоя, различий ландшафтов и закономерностей процессов формирования стока, в том числе на основе данных наблюдений исторических научных стационаров, таких как стационаров Колымская водно-балансовая станция, стационар Сунтар-Хаята и другие.

Метод состоит в том, что сначала в качестве объекта моделирования рассматривается единичная почвенная колонка, потом делается последовательный перенос параметров модели на элементарный водосбор (состоящий из элементарных склонов), малый водосбор, средние и крупные бассейны. На каждом этапе результаты моделирования верифицируются относительно данных наблюдений. Такой подход позволяет более обоснованно использовать метод моделирования и верифицированные наборы параметров разработанной модели при расчетах на неизученных водосборах, а также в условиях изменений климата.

Профиль почвогрунтов

На основе материалов КВБС проведена параметризация профиля почвогрунтов в основных ландшафтах КВБС.

Типы почвы и растительности, а также топографические характеристики склонов определяют протекание процессов протаивания на станции. Несмотря на малую площадь территории, растительный и почвенный покров КВБС значительно изменяется в зависимости от высоты, ориентации и

уклона склона. Каменные осыпи и тундры, покрывающие верхние части склонов и водоразделы, занимают 35% территории. На кедровый стланик южных склонов приходится около 26 % территории станции. Лиственничные редколесья северных склонов и леса в долинах ручьев с густым мохово-лишайниковым покровом занимают около 12 и 27 % соответственно [Пугачев, 2002].

Режим формирования деятельного слоя на территории КВБС условно можно разделить на три основных типа.

На склонах северной экспозиции с редколесьем и сфагново-лишайниковой растительностью и в долинах ручьев, где распространены заболоченные леса, сразу после снеготаяния весной талая вода стекает по поверхности мерзлой почвы. Небольшая ее часть в этот период проникает в поры мерзлого грунта, замерзает там и затем вновь переходит в жидкую фазу по мере протаивания деятельного слоя. Сфагново-лишайниковый напочвенный покров является хорошим теплоизолятором, поэтому глубина протаивания мала (до 0.5–0.7м), а мерзлый горизонт льдистый и плохо проводит влагу [Бояринцев, 1988]. Летнее оттаивание льдистого грунта обеспечивает увлажненность мхов независимо от осадков.

На водоразделах и в верхних частях склонов в пределах распространения каменных осыпей весенние талые воды свободно проникают в мерзлый грунт, и накопленные в нем «запасы холода» практически полностью расходуются на образование льда, занимающего небольшую долю порового пространства. По приближенным расчетам Банцекиной [2003] максимально возможная льдистость достигает 5 %, что при пористости 0.35 составляет около 15 % пространства пор. К полному сходу снега в слое от поверхности до мерзлого водоупора температура отложений близка к нулевой, и они сохраняют высокую проницаемость. По мере дальнейшего прогревания грунта ледяные включения вытаивают, стекающая вниз вода частично формирует быстрый грунтовый сток, частично фиксируется на мерзлом водоупоре и образует лед, полностью занимающий поры грунта. Глубина

промерзания на мерзлотомерах фиксируется до 1.6–1.8 м. Максимальная водоудерживающая способность каменной осыпи мала, поэтому летне-осенние осадки стекают по мерзлотному водоупору с минимальными потерями.

Средние части южных склонов, покрытые зарослями кедрового стланика и типичной для горной тундры растительностью, характеризуются переходным режимом между первым и вторым типом.

Разнообразие почвенно-растительного покрова в сочетании с расчлененным рельефом, создают контрастные условия формирования деятельного слоя и стока воды. Наблюдения КВБС в период 1948-1997 гг. предоставляют уникальный материал для разработки и усовершенствования методов математического описания этих процессов.

Для площадки метеорологической станции «Нижняя», расположенной на территории КВБС, рассчитана температура грунта на разных глубинах за период 1974-1980 гг. Подстилающая поверхность метеоплощадки «Нижняя» характеризуется в [Материалах...] как кочковатая, поросшая мхом, травой, брусничником и голубичником. Толщина мохово-лишайникового покрова составляет 40-45 см. Под ним располагается слой хорошо промытого щебня мощностью 15-20 см, который при отрицательных температурах находится в морозном состоянии (с малым содержанием льда) и подстилается сильно-льдистым щебнем. В весенний период верхний горизонт аккумулирует часть талых вод, которая подвергается многократному повторному замерзанию. На всех глубинах почвенного профиля прослеживается зависимость хода температуры от влажности и льдистости. Как отмечают [Глотов и Глотова, 2002], ход температуры почвы на метеоплощадке «Нижняя» характерен для хорошо дренируемых грунтов на склонах южной экспозиции.

В целях расчета профиль глубиной 2 м (при максимальной глубине протаивания до 1.7 м) был схематизирован в виде 20 слоев по 10 см толщиной каждый. Свойства различных горизонтов почвенного профиля (Рис. 89), оцененные по описаниям почвенного разреза в [Материалах...] и работам

[Глотов, 2002; Банцекина, 2003], использовались в качестве параметров модели «Гидрограф» [Виноградов, 1988; Виноградов и Виноградова, 2010; Vinogradov et al., 2011]. В качестве нижнего граничного условия принят годовой ход температуры почвы на глубине 3.2 м, аппроксимированный двухгармонической синусоидой с параметрами $\bar{\theta}_{const} = -4.0$, $M = 2.8$ и $Am = 197$. Значение параметра k_1 определено как 0.05.

На Рис. 86 – Рис. 88 приведено сравнение рассчитанной и наблюдаемой среднесуточной температуры почвы на глубинах 20, 80 и 160 см за период 1974 – 1975 гг. В среднем, рассчитанные значения оказались выше наблюдаемых, а наибольшие отклонения наблюдались в летний период. Результаты сопоставления рассчитанных и измеренных за период 1974–1981 гг. представлены в **Ошибка! Источник ссылки не найден.** Можно отметить, что даже специфический процесс кратковременного повышения температуры воздуха в результате фильтрации талой воды в мерзлую почву весной успешно отображается моделью «Гидрограф».

Табл. 36 Статистические характеристики сопоставления рассчитанных и наблюдаемых суточных значений температуры ($^{\circ}C$) почвы на глубинах 20, 40, 80 и 160 см на метеоплощадке «Нижняя»

Глубина (см)	Длина выборки	Ср. набл. T ($^{\circ}C$)	Ср. рассч. T ($^{\circ}C$)	Ср. систем. откл. ($^{\circ}C$)	СКО ($^{\circ}C$)	Кэфф. корр.
20	2099	-2.5	-1.2	1.3	2.4	0.98
40	2070	-3.0	-1.8	1.2	2.4	0.97
80	2736	-3.6	-2.9	0.7	1.6	0.97
160	2859	-3.3	-3.1	0.2	1.3	0.94



Рис. 86 Рассчитанная и наблюдаемая температура почвы на глубине 20 см (1974-1975 гг.), Колымская водно-балансовая станция

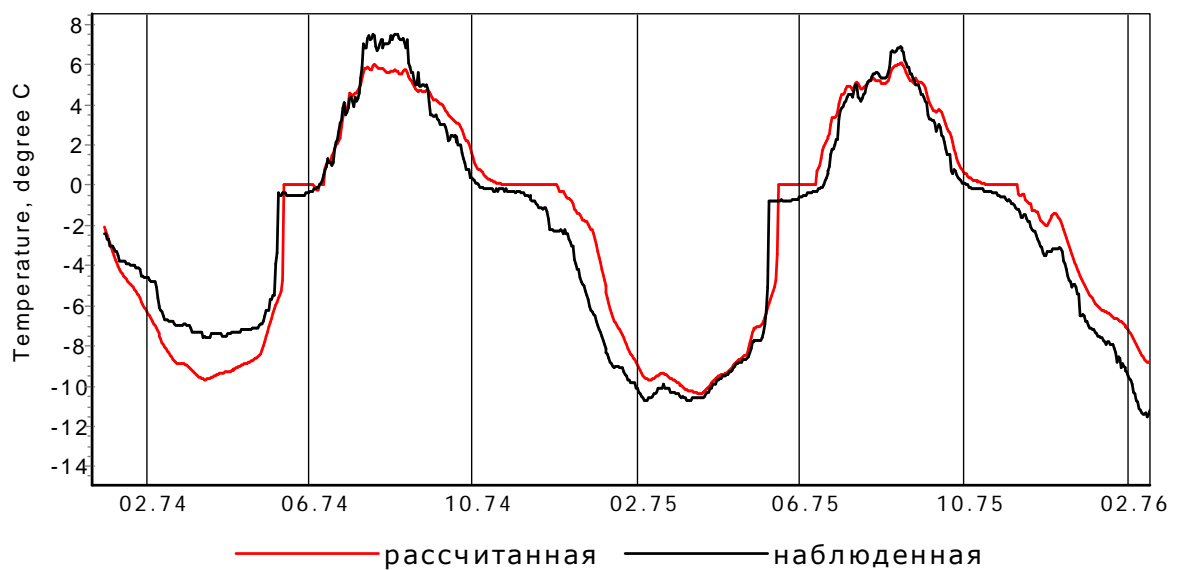


Рис. 87 Рассчитанная и наблюдаемая температура почвы на глубине 80 см (1974- 1975 гг.), Колымская водно-балансовая станция

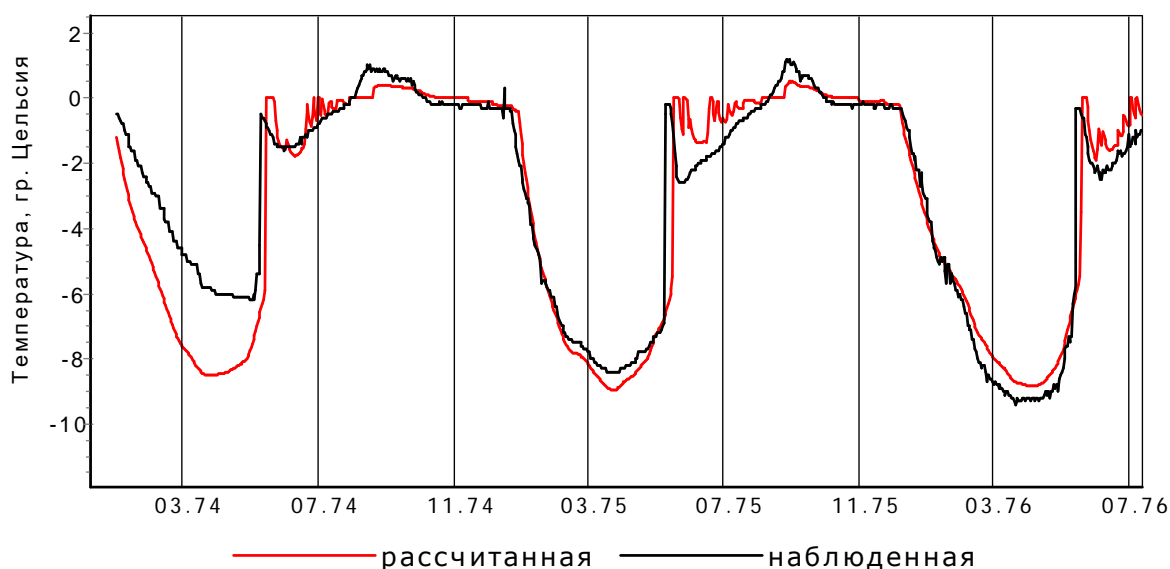


Рис. 88 Рассчитанная и наблюдаемая температура почвы на глубине 160 см (1974- 1975 гг.), Колымская водно-балансовая станция

Также проведено моделирование процессов протаивания и промерзания деятельного слоя в семи пунктах КВБС, характеризующихся сочетанием различных типов почвы, растительности и топографических условий. Верификация результатов моделирования проводилась на основе данных наблюдений за температурой почвы до глубины 3.2 м с помощью вытяжных термометров и глубиной протаивания и промерзания, измеряемых с помощью мерзлотометров Данилина.

Выбранные мерзлотометры станции находятся в ее центральной и западной частях на высотах от 890 до 1315 м. Средние максимальные глубины протаивания на них составляют от 0.6-0.7 до 1.4-1.5 м. Мерзлотометры №№ 9 и 11 располагаются в пределах каменной осыпи, № 2 – в зоне распространения горных тундр, № 15 – в пределах лиственничного редколесья. Остальные мерзлотометры (№№ 3, 17 и 19) находятся в лиственничном лесу с глинисто-торфянистой почвой и мохово-лишайниковым напочвенным покровом.

В рамках задачи моделирования все многообразие условий, наблюдаемое на выбранных мерзлотометрах, можно описать комбинацией свойств почвенно-растительного покрова и орографических характеристик склонов, определяющих величину прихода прямой солнечной радиации.

Все выбранные мерзлотомеры были разбиты на четыре группы, соответствующие основным типам подстилающей поверхности КВБС – 1) каменная осыпь, 2) горная тундра и заросли кедрового стланика, 3) мохово-лишайниковое редколесье, 4) лиственничный лес. Почвенно-растительные параметры подверглись обобщению, то есть назначались таким образом, чтобы динамика деятельного слоя всех мерзлотомеров одной группы описывалась единым набором значений параметров почвы и растительности. В результате систематизации и обобщения значений параметров была принята следующая схематизация почвенных профилей выделенных типов подстилающей поверхности.

Каменная осыпь. Профиль грунта имеет однородное строение и сложен обломками глинистого сланца разной крупности. Грунт характеризуется низкой водоудерживающей способностью, высоким коэффициентом фильтрации и способностью легко проводить тепло. Такие свойства грунта обуславливают процесс быстрого и глубокого протаивания.

Заросли кедрового стланика. Профиль грунта идентичен таковому в каменной осыпи за исключением того, что верхний слой почвы представляет собой мохово-лишайниковый покров. Обладая значительной величиной пористости и водоудерживающей способности, высоким коэффициентом фильтрации, он также обеспечивает сильный теплоизоляционный эффект, что приводит к меньшей по сравнению с каменной осыпью характерной глубине протаивания.

В почвенном профиле **лиственничного редколесья** под верхним мохово-лишайниковым слоем в интервале глубин 10-20 см находится слой торфа, характеризующийся повышенной пористостью и водоудерживающей способностью, низкими теплопроводными свойствами. Под торфом располагается обломочный материал глинистых сланцев.

В **лиственничном лесу** под мохово-лишайниковым покровом в интервале глубин 10-40 см залегает слой торфа, для которого характерны низкий коэффициент фильтрации, низкие теплопроводные свойства, высокая

пористость и водоудерживающая способность. Ниже слоя торфа залегает глина с обломками глинистых сланцев.

В принятой схеме выделены четыре типа почвенных слоев, из которых komponуются характерные профили: мохово-лишайниковый покров, торф, глина с обломками глинистых сланцев и обломки глинистых сланцев с мелкозернистым заполнителем (Рис. 89). Обобщенные водно-физические и тепловые свойства четырех типов почвенных представлены в Табл. 37.

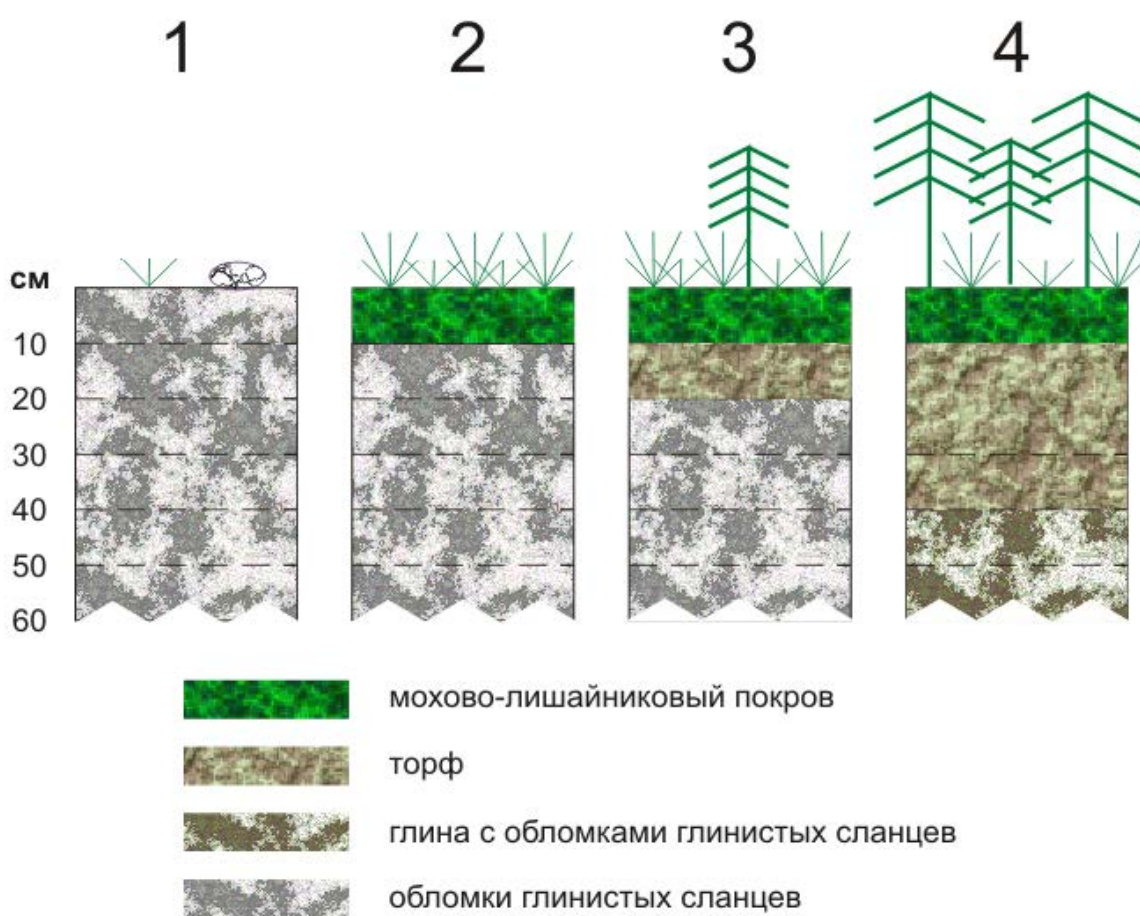


Рис. 89 Схематизация почвенных профилей для четырех выделенных типов подстилающей поверхности: 1 – каменная осыпь, 2 – горные тундры и заросли кедрового стланика, 3 – редколесья, 4 – лиственничные леса.

Расчет глубин протаивания и промерзания производился для семи мерзлотомеров, располагающихся на различных типах подстилающей поверхности для непрерывного периода 1950-1990 гг. с суточным расчетным интервалом времени.

На Рис. 90, Рис. 91 и Рис. 92 представлены рассчитанные и измеренные глубины протаивания на трех типичных мерзлотомерах: 11 (каменная осыпь), 15 (редколесье) и 19 (лиственничный лес).

Максимальные рассчитанные глубины протаивания составили от 0.67 м (мерзлотомер № 19, лиственничник) до 1.57 м (мерзлотомер № 9, каменная осыпь), а их измеренные величины – 0.60 и 1.52 м соответственно. Наибольшее отклонение между среднегодовой максимальной измеренной и рассчитанной глубинами протаивания составляет 0.13 м и относится к мерзлотомеру № 2. На остальных мерзлотомерах оно не превышает 0.08 м. Среднее абсолютное отклонение рассчитанных и измеренных суточных глубин весенне-летнего протаивания составляет от 0.08 до 0.16 м (мерзлотомеры №№ 3 и 15). Точность расчета глубин осеннего промерзания несколько ниже – абсолютное отклонение лежит в диапазоне от 0.10 до 0.33 м.

Табл. 37 Обобщенные воднофизические и тепловые свойства четырех типов почвенных слоев

	Мохово-лишайниковый покров	Торф	Глина с обломками глинистых сланцев	Обломки глинистых сланцев
Плотность, кг/м ³	500	1720	2610	2610
Пористость, б/р	0.9	0.8	0.55	0.35
Максимальная водоудерживающая способность, б/р	0.6	0.2-0.4	0.13	0.07
Коэффициент фильтрации, *10 ⁻⁵ м/с	17	0.00085-0.85	0.00085	0.1-1.7
Удельная теплоемкость, Дж/(кг*К)	1930	1930	840	750
Удельная теплопроводность, Вт/(м*К)	0.8	0.8	1.2	1.5

Оба мерзлотомера, расположенные в каменной осыпи (№№ 9 и 11) характеризуются положительным отклонением рассчитанных величин протаивания от измеренных, что говорит о том, что модель незначительно преуменьшает глубину протаивания. На мерзлотомерах лиственничного леса (№№ 3, 17, 19), горной тундры (№ 2) и редколесья (№ 15) наблюдается противоположная ситуация – отрицательное отклонение рассчитанных и измеренных значений, то есть имеется тенденция модели к небольшому завышению глубин протаивания. Что касается расчета осеннего промерзания, то на всех мерзлотомерах, кроме второго, рассчитанные величины в среднем меньше, чем измеренные, то есть происходит модельное запаздывание процессов промерзания.

В Табл. 38 приведены статистические результаты сравнения рассчитанных и измеренных суточных глубин протаивания и промерзания.

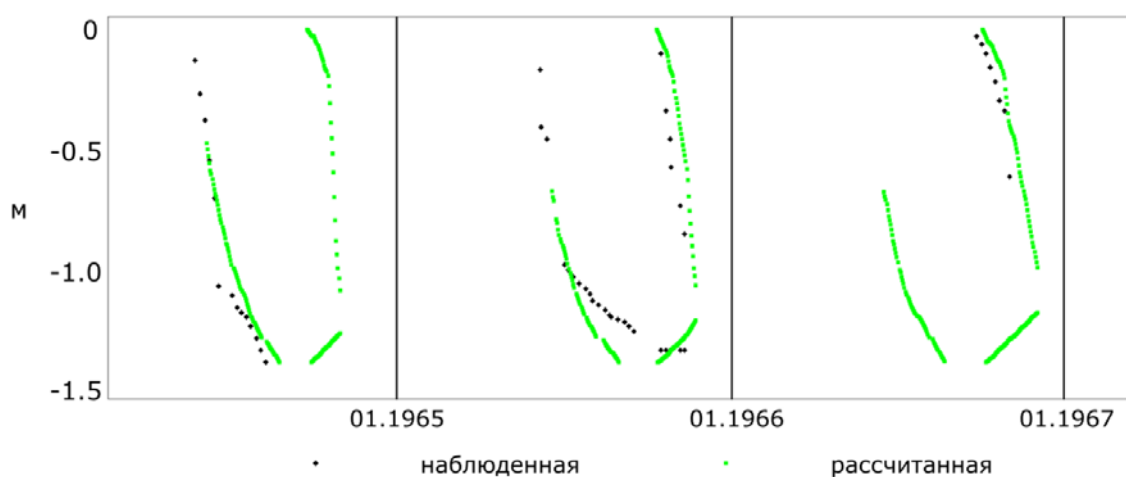


Рис. 90 Рассчитанная и наблюдаемая глубина протаивания, мерзлотомер № 15 (редколесье), м.

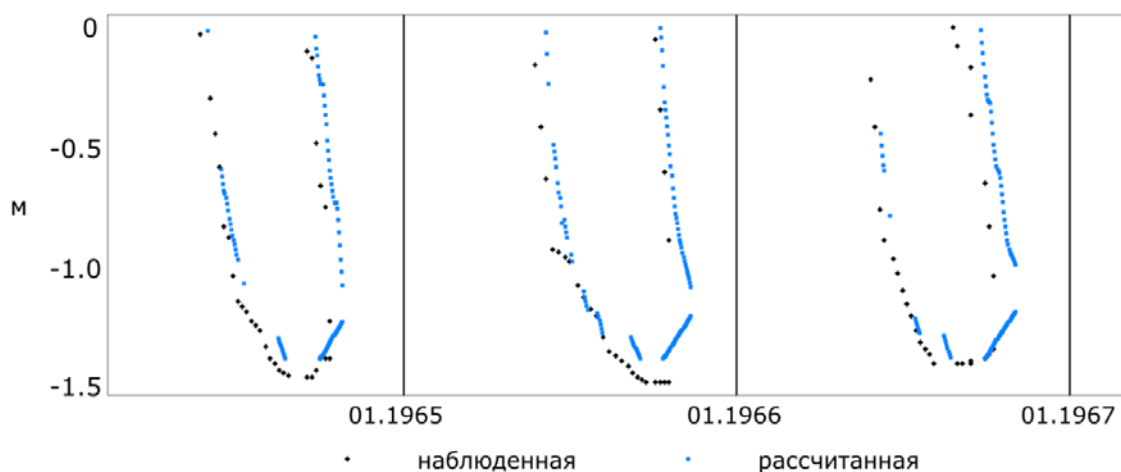


Рис. 91 Рассчитанная и наблюдаемая глубина протаивания, мерзлотомер № 11 (каменная осыпь), м.

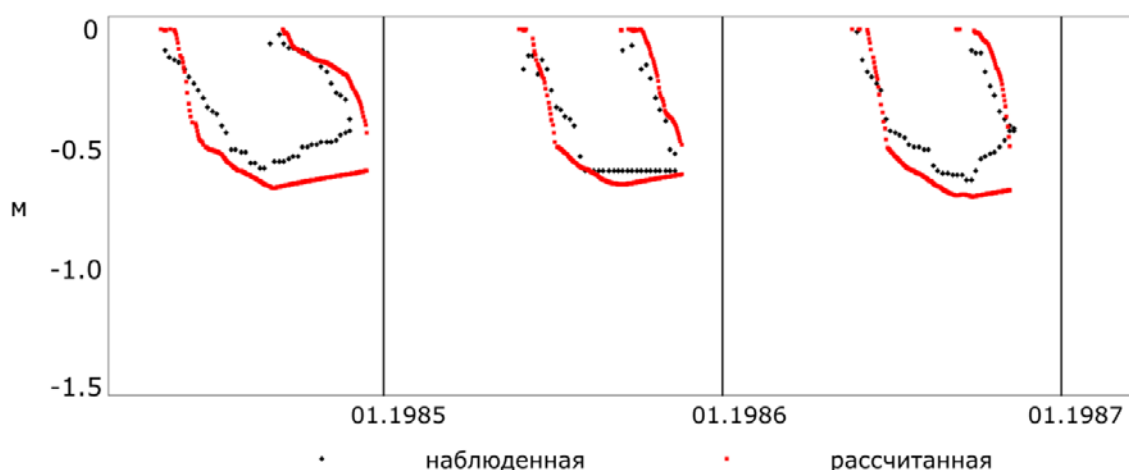


Рис. 92 Рассчитанная и наблюдаемая глубина протаивания, мерзлотомер № 19 (лиственный лес), м

Табл. 38 Статистические результаты сравнения рассчитанных и измеренных суточных глубин протаивания и промерзания грунта

№	H_{ob} s	H_{cal} c	Весенне-летнее протаивание				Осеннее промерзание				Период расчета
			Δ_{abs}	СКО O	N	Δ	Δ_{abs}	СКО	N	Δ	
2	1.28	1.41	0.12	0.16	299	-0.10	0.24	0.38	92	-0.06	1954-1966
3	0.81	0.80	0.08	0.11	167	-0.05	0.27	0.49	64	0.05	1955-1963 (искл. 1958, 1959)
9	1.52	1.57	0.13	0.19	210	0.03	0.23	0.25	38	0.23	1960-1966
11	1.44	1.40	0.12	0.20	276	0.10	0.33	0.39	93	0.33	1956-1965
15	1.36	1.37	0.16	0.29	174	-0.07	0.31	0.44	40	0.20	1960-1966
17	0.72	0.73	0.12	0.16	790	-0.08	0.15	0.19	219	0.14	1964-1990 (искл. 1965, 1970)

1	0.6	0.6	0.1	0.13	40	-	0.1	0.12	98	0.09	1962-1988 (искл.1966-1971, 1974-1977, 1979, 1981, 1982)
9	0	7	1		8	0.08	0				

N_{obs} [м] – среднемноголетняя максимальная измеренная глубина протаивания; N_{calc} [м] – среднемноголетняя максимальная рассчитанная глубина протаивания; СКО [м] – среднее квадратическое отклонение; Δ_{abs} [м] – среднее абсолютное отклонение; Δ [м] – среднее отклонение рассчитанного от измеренного с учетом знака; N – длина ряда суточных значений.

Представленные результаты подтверждают применимость модели «Гидрограф» для расчета процессов протаивания и промерзания в деятельном слое многолетнемерзлых пород в масштабе профиля почвогрунтов в различных ландшафтах КВБС.

Малые водосборы

На следующем этапе в качестве объектов моделирования выбраны три микроводосбора ручьев Южный, Северный и Морозова, представляющие типичные ландшафты КВБС, а также вся территория станции – руч. Контактный в створе Нижний.

Руч. Морозова является правым притоком руч. Контактного. Водосбор площадью 0.63 км² полностью покрыт глыбово-щебнистыми осыпями (Рис. 93, Рис. 94А). Диапазон высот составляет 1200-1690 м, максимальный уклон склонов достигает 50°. Среднемноголетний годовой слой стока за период 1969-1997 гг. составил 453 мм, а годовой коэффициент стока (R), рассчитываемый как отношение слоев стока и осадков, достигает 95%.

Руч. Северный – левый приток руч. Встреча, который впадает в руч. Контактный. Водосбор площадью 0.33 км² покрыт почти исключительно кедровым стлаником средней и высокой сомкнутости (Рис. 93, Рис. 94Б). Почвенный покров фрагментарен. Большая часть склонов (70%) имеет южную экспозицию, 30% – юго-восточную и юго-западную. Средний уклон составляет 21°, его максимальное значение достигает 40°. Максимальная и минимальная отметка высот водосбора составляет 1300 и 880 м.

Руч. Южный – левый приток руч. Контактного. Водосбор площадью 0.27 км² покрыт лиственничным редколесьем с разреженным кустарниковым

покровом, ольховником и кедровым стлаником, сгущающимися вдоль тальвега (Рис. 93, Рис. 94В). Сплошной напочвенный покров представлен сфагновыми мхами с участием лишайников [Бояринцев и др., 2006]. Максимальная и минимальная отметка высот водосбора руч. Южный составляет 1110 и 917 м. Склоны долины преимущественно северо-восточной и северо-западной экспозиции. Средняя крутизна составляет 17°.

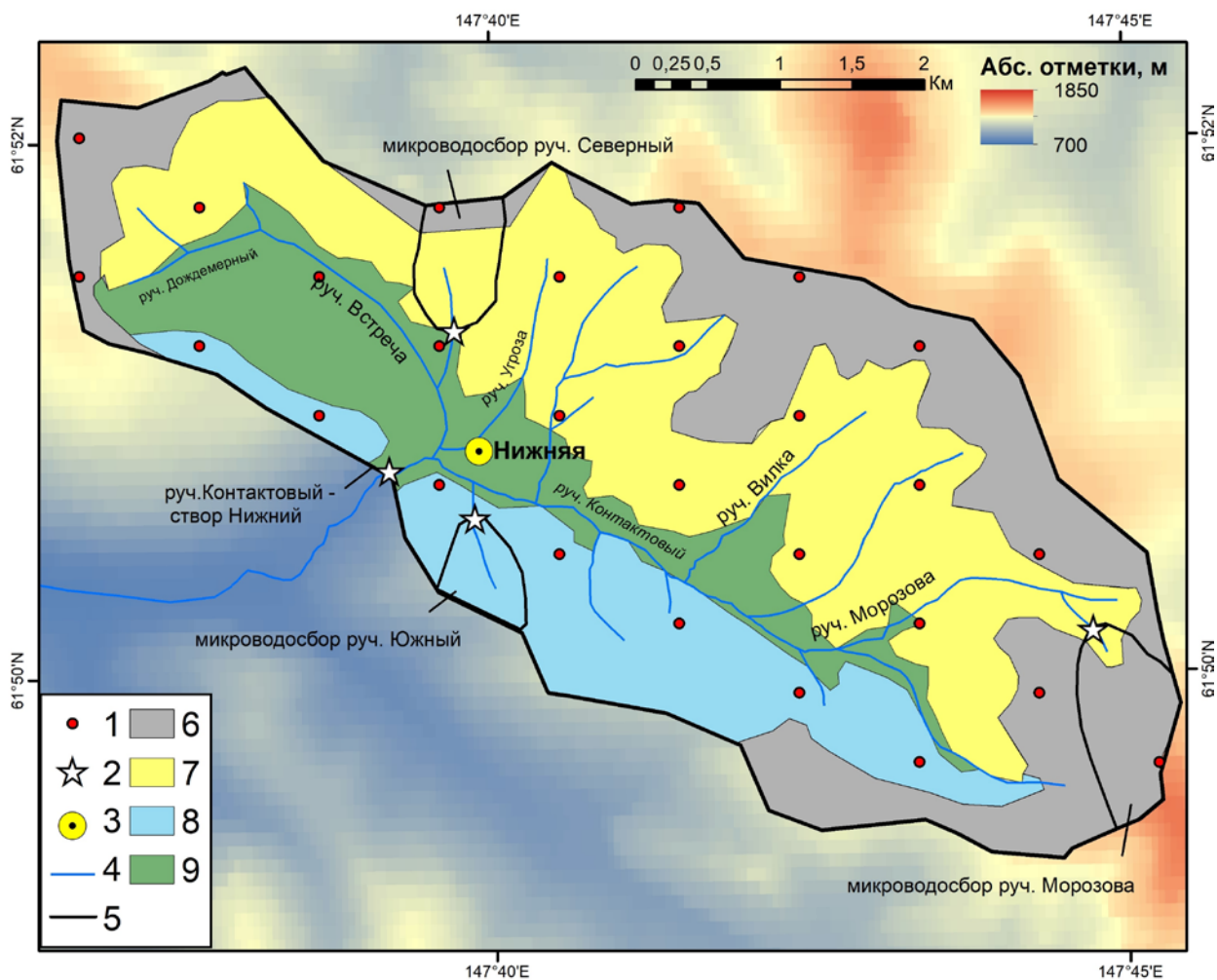


Рис. 93 Схема Колымской водно-балансовой станции. 1 – репрезентативные точки (РТ), 2 – гидрологические посты, 3 – метеорологическая станция, 4 – русловая сеть, 5 – границы водосборов, 6-9 – стокоформирующие комплексы (СФК): 6 – гольцы, 7 – горная тундра, заросли кедрового стланика на склонах южной экспозиции, 8 – лиственничное редколесье на склонах северной экспозиции, 9 – лиственничный лес в долинах рек, в том числе в зоне надмерзлотных таликов.

Водный баланс водосборов руч. Северный и Южный значительно отличается от руч. Морозова. Среднемноголетние значения слоя годового

стока составили всего 227 мм (R=56%) и 193 мм (R=51%) для руч. Северный и Южный за периоды 1958-1997 гг. и 1960-1997 гг. соответственно.

Разнообразие сочетаний характеристик рельефа, микроклимата и почвенно-растительного покрова определяют динамику характеристик деятельного слоя (мощность, влажность/льдистость и температура) и процессов формирования стока. Например, во влажном лиственничном лесу в долинах ручьев при снеготаянии, когда почвогрунты находятся в мерзлом состоянии, формируется поверхностный сток, а в летний период при протаивающей почве происходят значительные потери стока на увлажнение мощного мохово-лишайникового покрова и транспирацию и формируется подповерхностный сток. Глубина протаивания в заболоченных низинах составляет 20-50 см. В гольцовой зоне профиль почвогрунтов состоит из обломков глинистого сланца разной крупности и характеризуется низкими значениями максимальной водоудерживающей способности и льдистости. В результате, отложения каменной осыпи сохраняют высокую проницаемость даже при отрицательных температурах. Талая или дождевая вода быстро фильтруется до мерзлотного водоупора и стекает подповерхностным путем. Мощность деятельного слоя на южных каменистых склонах достигает к концу лета более 3 м [Makarieva et al., 2017, 2018].



Рис. 94 Ландшафты КВБС: А – гольцы, руч. Морозова, Б – горная тундра, заросли кедрового стланика, руч. Северный, В – мохово-лишайниковое лиственничное редколесье, руч. Южный, Г – лиственничный лес, долина руч. Контактного. Фотографии О.М. Макарьевой, август 2016 г.

Существенные различия гидрологического режима водотоков (Рис. 95) на территории водосбора руч. Контактного определяют необходимость использования гидрологических моделей, способных учитывать влияние динамики характеристик СТС на гидрологические процессы через параметры рельефа и почвенно-растительного покрова.

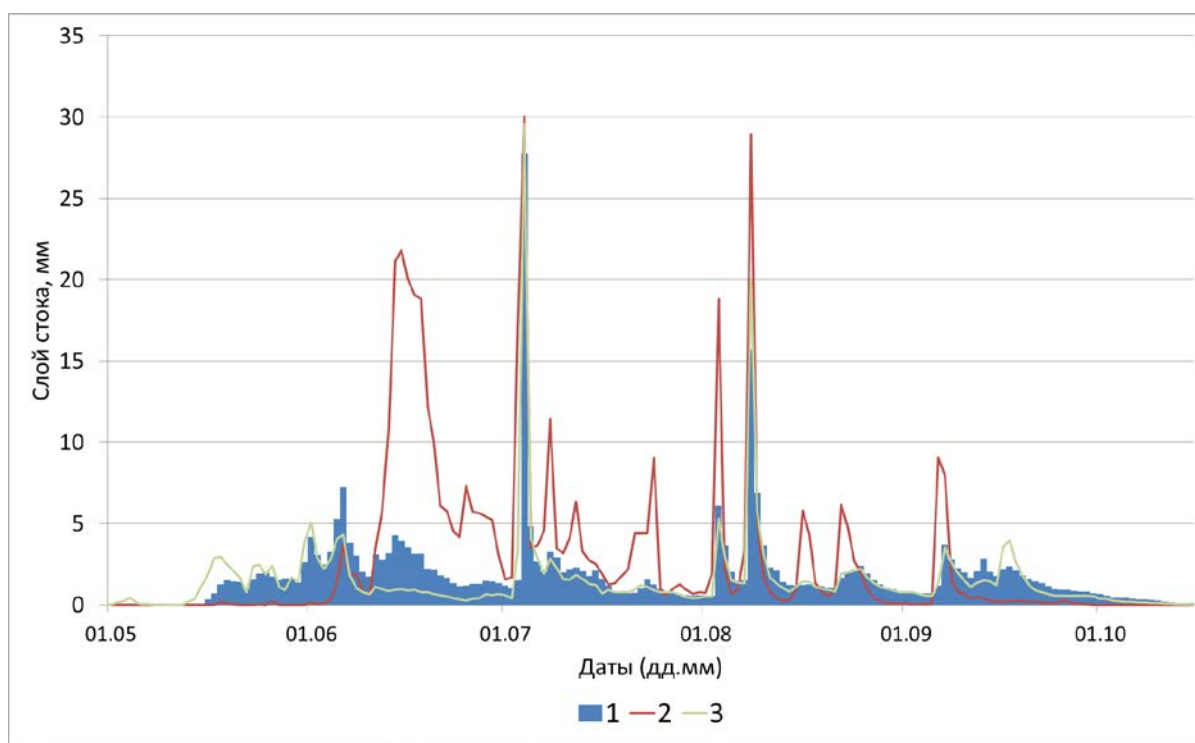


Рис. 95 Гидрографы стока ручьев КВБС, 1970 г.: 1 – руч. Контактный – Нижний, 2 – руч. Морозова, 3 – руч. Северный.

На основе результатов совместного анализа динамики характеристик деятельного слоя в ландшафтах КВБС, представленных микроводосборами руч. Морозова, Северный и Южный, и условий формирования стока воды и водного баланса ручьев КВБС, водосбор руч. Контактный был разделен на пять СФК: 1) гольцы, 2) горная тундра и заросли кедрового стланика, 3) мохово-лишайниковое редколесье, 4) лиственничный лес, 5) лиственничный лес в зоне надмерзлотных таликов (Рис. 93, Табл. 39). Ранее применение ландшафтно-гидрологического подхода для бассейна Верхней Колымы было представлено в работе [Королев, 1984]. В качестве основы для выделения СФК авторами использовалась карта растительного покрова, разработанная Ю.Б. Королевым (1984).

Выделенные СФК существенно различаются по режиму деятельного слоя и доминирующим гидрологическим процессам. Для каждого выделенного СФК была разработана схематизация профилей почвогрунтов и оценены параметры гидрологической модели «Гидрограф», описывающие почвенный

и растительный покров. Принятая к расчету глубина профиля почвогрунтов для всех СФК составила 3 м. Расчетный профиль почвогрунта делился на 30 РСП толщиной по 10 см, для каждого из которых определялись значения почвенных параметров.

Табл. 39 Стокоформирующие комплексы и их гидрологическая роль

№	СФК, тип растительности	Тип почвогрунтов	Особенности формирования стока, максимальная глубина протаивания
1	Гольцы, каменная осыпь на водоразделах, без растительности	Обломки глинистого сланца разной крупности	Процесс быстрого и глубокого протаивания (до 3 м), беспрепятственная фильтрация талой и дождевой воды до мерзлого водоупора. Образование внутригрунтового льда при снеготаянии и последующее его таяние в теплый период года [Банцеккина, 2003]. При снеготаянии и выпадении дождей формируется быстрый надмерзлотный сток.
2	Горная тундра, заросли кедрового стланика на склонах южной экспозиции, фрагментарный мохово-лишайниковый покров	Обломки глинистого сланца разной крупности	Меньшая, по сравнению с каменной осыпью, максимальная глубина протаивания (до 1,5 м). При снеготаянии и выпадении дождей формируется быстрый надмерзлотный сток.
3	Мохово-лишайниковое лиственничное редколесье на склонах северной экспозиции	Обломочный материал глинистых сланцев под оторфованным горизонтом	Во время снеготаяния при мерзлом состоянии грунта образуется как поверхностный, так и надмерзлотный сток (по предпочтительным каналам фильтрации). Глубина протаивания до 0,6 м.
4	Влажный лиственничный лес в долинах рек	Обломочный материал глинистых сланцев под оторфованным горизонтом	Во время снеготаяния и интенсивных дождей формируется поверхностный сток. В остальное время уровень грунтовых вод наблюдается близко к поверхности. Глубина протаивания до 0,5 м.
5	Влажный лиственничный лес в долинах рек в зоне надмерзлотных таликов	Обломочный материал глинистых сланцев. Надмерзлотный талик мощностью 5-9 м [Глотова, Глотов, 2012; Михайлов, 2013]	Сезонное промерзание грунта в зимний период. В течение большей части года происходит подземный сток.

Наличие или отсутствие талика в СФК при моделировании задавалось параметрами нижнего граничного условия для расчета динамики теплового потока в почвогрунтах. В СФК 1-4 (без талика) в качестве нижнего граничного

условия принимался среднемноголетний ход месячной температуры породы на глубине 3.2 м на метеорологической станции Нижняя. За период наблюдений 1974-1980 гг. среднемноголетняя температура породы на станции Нижняя в среднем составила -3.5°C , а ее среднемесячные значения поднимались до -1.2°C в октябре и опускались до -6.7°C в апреле. В СФК 5 (с таликом) в качестве граничного условия задавалась положительная температура породы ниже слоя сезонного промерзания ($+2^{\circ}\text{C}$).

При моделировании стока воды микроводосборы руч. Морозова, Северный и Южный принимались условно однородными и относились к одному из выделенных СФК. Такой подход представляется обоснованным, поскольку территория каждого из них имеет явно преобладающий тип ландшафта и характеризуется выраженным режимом стока [Бояринцев, 1988]. Так, водосбор руч. Морозова был отнесен к СФК 1 (каменная осыпь), руч. Северный – СФК 2 (горная тундра и заросли кедрового стланика), руч. Южный – СФК 3 (мохово-лишайниковое лиственничное редколесье). Водосбор руч. Контактного представляет сочетание всех пяти СФК.

Параметры модели «Гидрограф», описывающие свойства почвенно-растительного покрова, оцененные на этапе моделирования динамики теплового потока в почве и уточненные на основе Справочника [Агрогидрологические свойства, 1974], оставались неизменными в ходе расчета стока воды. Дополнительно для моделирования стока воды были оценены параметры, отвечающие за пространственную неоднородность снежного покрова, формирование поверхностного, почвенного и подземного стока и испарение.

На основе обобщенных данных снегомерных съемок в различных ландшафтах КВБС [Makarieva et al., 2018] коэффициент вариации запасов воды в снежном покрове был принят равным 0.85 для зоны гольцов, 0.70 для горной тундры и зарослей кедрового стланика, 0.50 – для лиственничного редколесья и 0.40 – для лиственничного леса. В целом использованные значения близки к оценкам С.Е. Маккартни [McCartney et al., 2006] для

водосбора Грейнджер Крик и Дж.В. Помероя [Pomeroy et al., 2004] для бассейна Вулф Крик в горных условиях верховьев р. Юкон (Канада).

Параметры испаряемости были оценены обратным путем на основе данных КВБС об испарении в различных ландшафтах: использовались материалы наблюдений на испарителях ГГИ-500-30, а также экспериментальных приборах, сконструированных Е.Л. Бояринцевым [Сущанский, 2002]. Значение коэффициентов испарения (10-8 м/(ГПа с)) для каменных осыпей в зоне гольцов составило 0.09, для зарослей кедрового стланика – 0.11, для мохово-лишайникового редколесья и лиственничного леса – 0.22 и 0.25 в период максимального развития растительного покрова соответственно. Принятые значения согласуются со сведениями Е.Л. Бояринцева и др. (2006) о том, что испарение с каменных осыпей составляет около 30 % от величины испарения с торфянисто-суглинистых грунтов.

Входными метеорологическими данными служили суточные значения температуры и влажности воздуха, а также количества осадков на метеорологической станции Нижняя (Рис. 1), с учетом их высотных градиентов при интерполяции в РТ.

Стандартное значение эмпирического коэффициента j в формуле расчета эффективной температуры воздуха (0.08) [Vinogradov et al., 2011] было принято для водосбора руч. Северный и всех РТ, расположенных на южных склонах КВБС. Для руч. Южного и Морозова, а также для склонов северной экспозиции руч. Контактного это значение составило 0.04.

На Рис. 96 приведен пример подробных графиков наблюдаемых и рассчитанных суточных величин, отражающих переменные состояния и гидрографы стока водосборов руч. Южный (Рис. 96А) за 1972 г. и руч. Морозова за 1980 г. (Рис. 96Б).

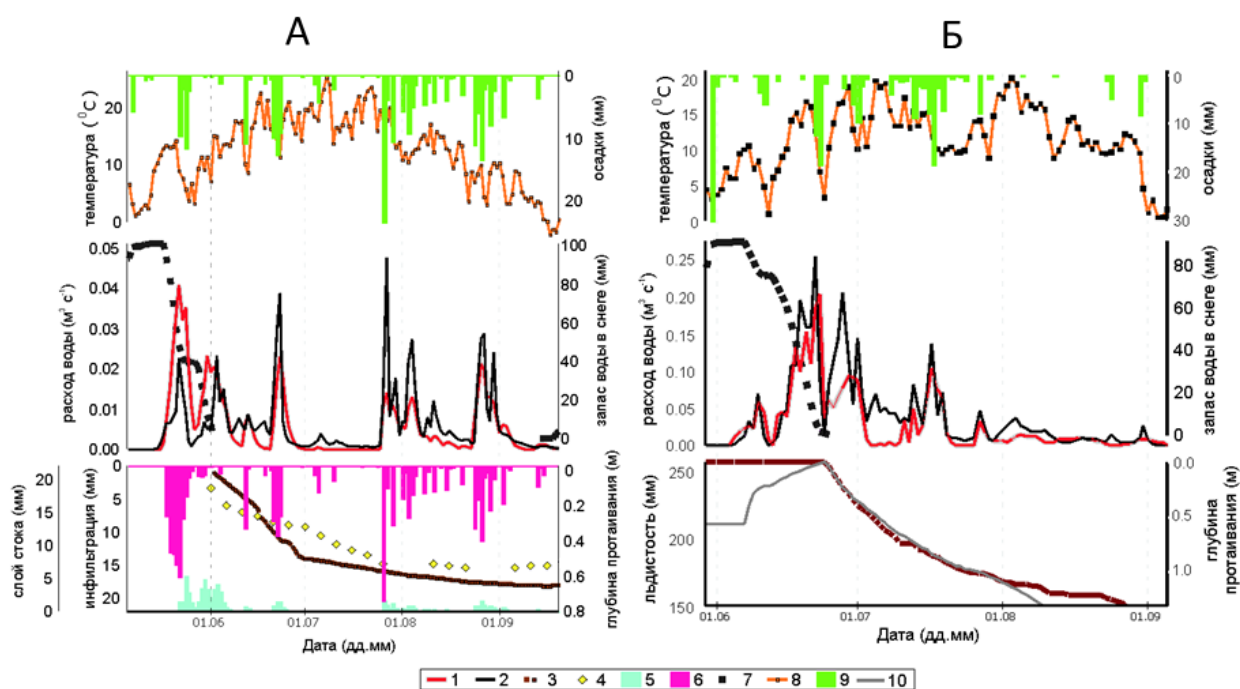


Рис. 96 Совмещенные графики рассчитанных и наблюдаемых компонентов водного и теплового режима в лиственничном редколесье (А – руч. Южный, 1972 г.) и гольцовой зоне (Б – руч. Морозова, 1980 г.) [Makar'eva et al., 2017, 2018]: 1 – рассчитанный гидрограф стока, м³/с; 2 – наблюдаемый гидрограф стока, м³/с; 3 – рассчитанная глубина протаивания, м; 4 – наблюдаемая глубина протаивания, м; 5 – рассчитанный слой поверхностного стока, мм; 6 – рассчитанный слой воды, просочившейся в грунт, мм; 7 – запас воды в снеге, мм; 8 – рассчитанная эффективная температура воздуха (с учетом прихода прямой солнечной радиации), °С; 9 – слой жидких осадков, достигающих поверхности почвогрунтов, мм; 10 – рассчитанная льдистость верхнего двухметрового слоя породы, мм.

В лиственничном редколесье (руч. Южный) до начала оттаивания почвы преобладает сток, который формируется на поверхности и в верхнем слое напочвенного покрова. В дальнейшем, в течение летнего сезона, поверхностный сток наблюдается только при выпадении интенсивных дождей. Большая часть воды, попадающей на поверхность, просачивается в грунт и формирует почвенный надмерзлотный сток. В данном СФК почва оттаивает всего на 0.6 м в течение четырех теплых месяцев (июнь-сентябрь) и значительную часть времени сезонно-талый слой переувлажнен.

В каменной осыпи (руч. Морозова) талая вода свободно проникает в грунт и частично намерзает на каменных обломках, образуя гольцовый лед. Увеличение льдистости в верхних двух метрах грунта по мере снеготаяния

учитывается при моделировании (Рис. 4Б). По результатам полевых наблюдений Т.В. Банцекиной (2003) в 1997-2001 гг. от 40 до 60 мм льда формировалось каждую весну в толще сезонно-талого слоя каменной осыпи, по результатам моделирования за период 1969-1997 гг. – от 21 до 48 мм. Лед тает в течение всего теплого сезона, из-за чего в сухие периоды наблюдается зависимость стока воды от температуры воздуха.

Рассчитанный и наблюдаемый средний годовой слой стока за весь период расчета составил 454 и 448 мм в каменной осыпи и по сравнению с величинами 218 и 195 мм в лиственничном редколесье.

На Рис. 97 представлены примеры сравнения рассчитанных и наблюдаемых гидрографов стока на водосборе р. Северный (СФК 2) для трех выборочных лет с хорошим, удовлетворительным и неудовлетворительным качеством расчета. Рассчитанный и наблюдаемый среднемноголетние слои стока для руч. Северного за весь период расчета составили 250 и 259 мм.

Средние и медианные значения критерия эффективности NS составляют 0.50/0.62 и 0.52/0.52 для руч. Северный и Морозова. Для руч. Южный эти значения гораздо ниже – 0.28/0.38. Таким же образом среди микроводосборов распределяется и невязка среднемноголетних слоев стока: +1–3% для руч. Морозова и Северный, +12% – для руч. Южный.

Расчетные значения средних многолетних величин испарения превышают наблюдаемые на 6, 8 и 28% на ручьях Южный, Морозова и Северный, по сравнению с данными наблюдений [Лебедева и др., 2017]. Однако, учитывая значительную неопределенность оценок испарения по данным испарителей, отмеченную в работе [Гусев, Насонова, 2004], полученные результаты моделирования можно считать приемлемыми.

Наибольшие расхождения между рассчитанными и измеренными значениями стока воды на всех микроводосборах приходятся на периоды половодья, когда рассчитанный сток обычно превышает измеренный. Можно предположить, что на руч. Северный и Морозова это происходит из-за недооценки параметрами модели процесса фильтрации воды в мерзлые

грунты. В случае водосбора руч. Южный требуется более аккуратный учет динамики влажности в моховом покрове и верхнем органическом слое почвогрунтов и ее влияния на формирование стока.

Л.П. Глотова и В.Е. Глотов (2012) отмечают, что на ручьях КВБС первые порции воды при снеготаянии поступают не в русловую сеть, а в осушенные аллювиальные отложения, что на несколько суток (до недели) может задерживать начало половодья. Малые горные водотоки даже в начале теплого сезона могут иметь в качестве источника не быстрый сток по поверхности промерзших почвогрунтов, а подповерхностные емкости, которые обеспечивают менее интенсивную, но более продолжительную разгрузку. Таким образом, талая вода может продолжать попадать в русло реки и после окончания половодья. В течение остального теплого периода аллювиальные отложения находятся в состоянии водонасыщения [Михайлов, 2013], что вероятно влияет и на формирование максимальных расходов воды дождевых паводков, которые не всегда удовлетворительно воспроизводятся с помощью гидрологической модели. Эти процессы не учитывались при моделировании.

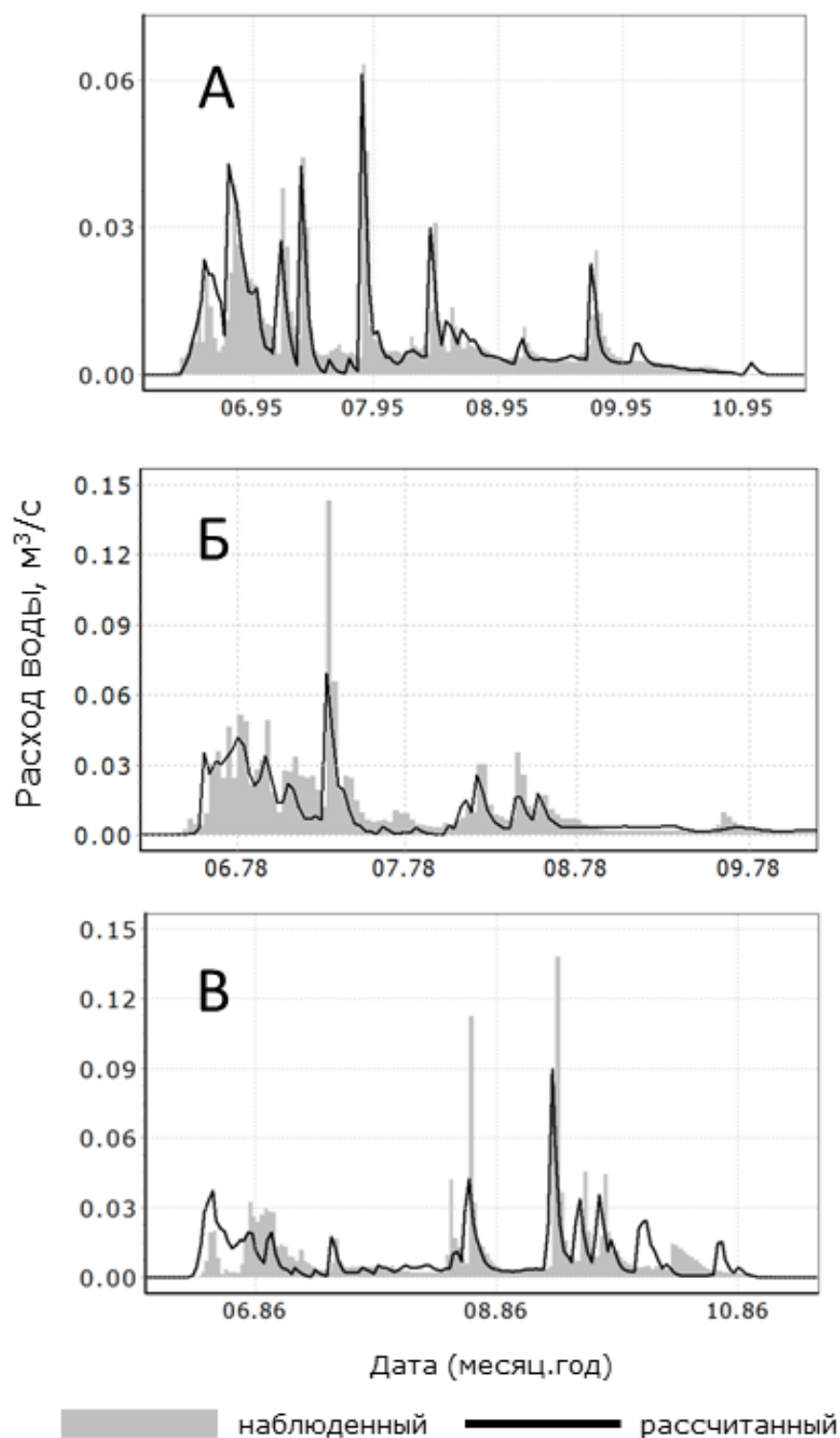


Рис. 97 Примеры сравнения рассчитанных и наблюдаемых гидрографов стока руч. Северный. Качество моделирования: А – хорошее, Б – удовлетворительное, В – неудовлетворительное.

В целом, рассчитанный сток на руч. Морозова и Северный показывает хорошую сходимость с данными наблюдений, таким образом, модель «Гидрограф» удовлетворительно описывает водно-термический режим

каменной осыпи и горной тундры. Рассчитанные характеристики стока руч. Южный имеют более низкую сходимость с наблюдаемыми величинами, что указывает на необходимость дальнейшего развития алгоритмов модели «Гидрограф» для описания процессов формирования стока в переувлажненных ландшафтах КВБС.

В целях моделирования весь водосбор руч. Контактный (створ Нижний, площадь 21.3 км²) был представлен 28 РТ, каждая из которых относилась к одному из типов СФК (каменная осыпь составила 32% от общей площади водосбора, тундра с зарослями кедрового стланика – 29%, лиственничное редколесье – 21% и влажный лиственничный лес – 18%). Для каждого СФК использовались наборы параметров, полученные при моделировании микроводосборов. Одна расчетная точка, по параметрам почвы и растительности относящаяся к лиственничному лесу, путем задания начальных условий о температуре почвогрунтов на глубине 4 м была «лишена мерзлоты» и имитировала зону надмерзлотных таликов.

На Рис. 98 представлены примеры сравнения рассчитанных и наблюдаемых гидрографов стока на руч. Контактный для трех лет с хорошим, удовлетворительным и неудовлетворительным качеством расчета. Рассчитанный и наблюдаемый слой стока за период 1951-1997 гг. составил 302 и 280 мм, их невязка – 7%. Среднее и медиана критерия NS для суточных расходов воды равны 0.66 и 0.69. Согласно результатам моделирования основным источником питания руч. Контактного являются воды СТС. Величина подземного стока (за счет таликов) оценена в среднем как 1.3 мм (<1%). Поверхностный сток по результатам моделирования составил 9 мм или 3%.

На Рис. 99 представлено сравнение кривых обеспеченности рассчитанных и наблюдаемых максимальных расходов воды. Можно отметить некоторое занижение рассчитанных максимальных расходов в диапазоне вероятностей 5-60%. Оно связано не только с необходимостью включения в гидрологическую модель некоторых процессов на водосборах, рассмотренных

выше, но и с недоучетом неравномерности выпадения ливневых осадков по территории КВБС и их внутрисуточной интенсивности.

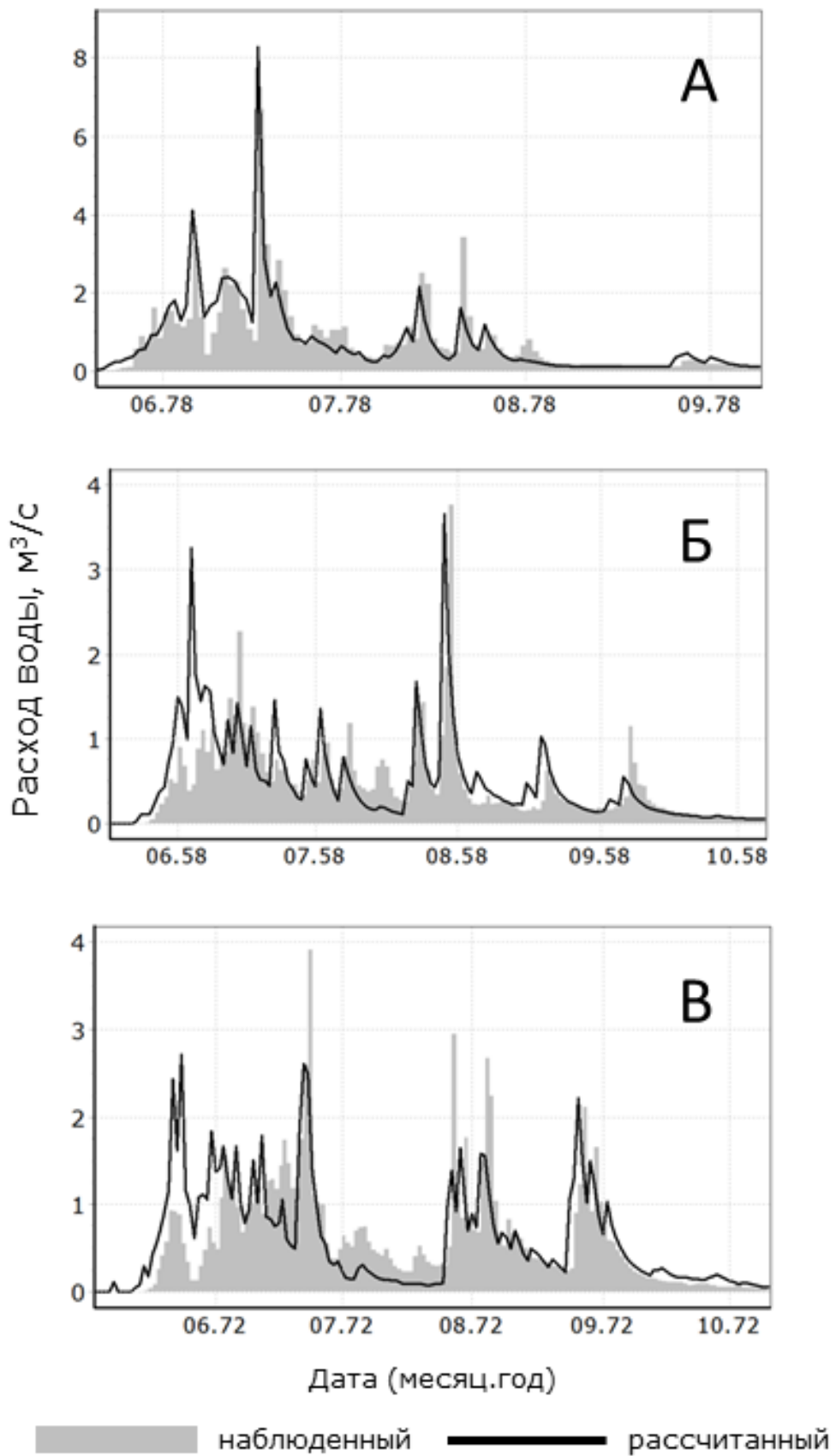


Рис. 98 Примеры сравнения рассчитанных и наблюдаемых гидрографов стока руч. Контактный – Нижний. Качество моделирования: А – хорошее, Б – удовлетворительное, В – неудовлетворительное.

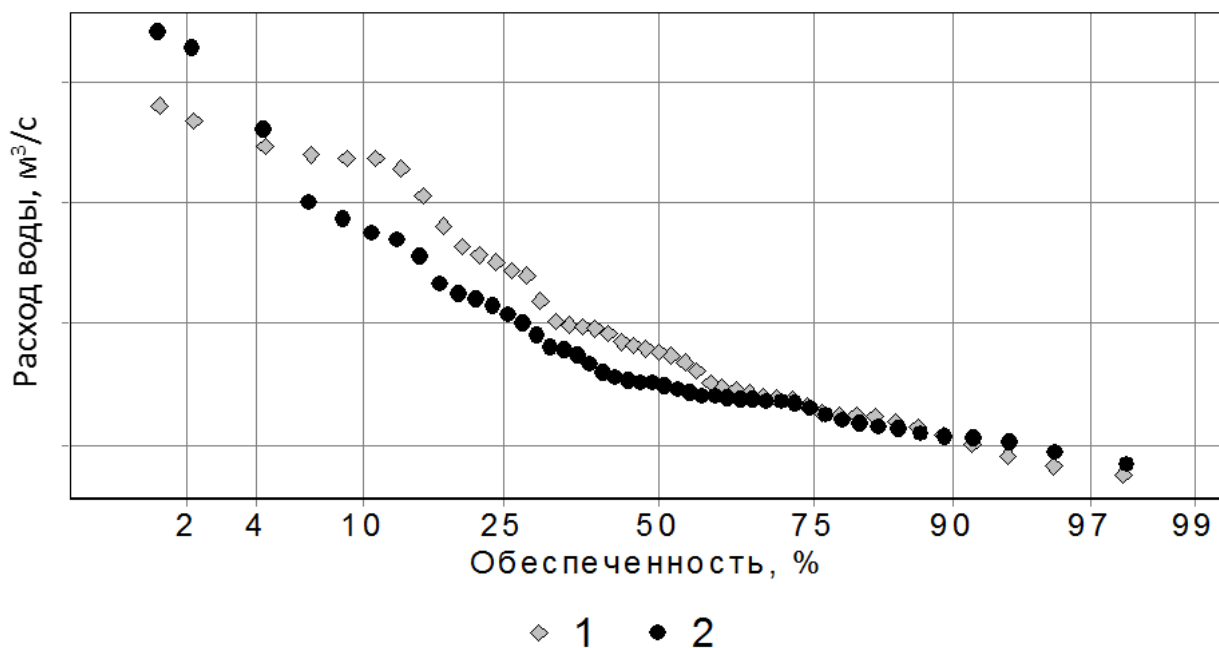


Рис. 99 Кривые обеспеченности наблюдаемых (1) и рассчитанных (2) максимальных расходов воды руч. Контактный – Нижний, 1951-1997 гг.

Табл. 40 Рассчитанные и наблюдаемые величины годового водного баланса (мм) и средняя и медианная величина критерия Нэша-Сатклиффа для водосборов КВБС

	р. Южный (1960–1997)	р. Северный (1959–1997)	р. Морозова (1969–1996)	р. Контактный – Нижний (1951–1997)
Рассчитанный слой стока	218	250	454	302
Наблюденный слой стока	195	259	448	280
Рассчитанный слой осадков	356	401	523	420
Рассчитанный слой испарения	143	153	69	121
Оценка слоя испарения по наблюдениям*	132	120	73	114
Критерий эффективности Нэша-Сатклиффа	0.28/0.38	0.50/0.62	0.52/0.52	0.66/0.69

* по данным Лебедевой и др. (2017)

Проведенные расчеты подтверждают принципиальную возможность использования метода последовательной оценки параметров в условно однородных ландшафтах, их применения в масштабах «почвенная колонка – микроводосбор – малый водосбор». В работах [Vinogradov et al., 2011;

Лебедева, 2018; Макарьева и др., 2019 а,б] тот же подход использован для бассейнов рек больших размеров и более сложной структуры. В условиях изменений климата и сокращения наблюдательной сети методы априорной оценки параметров имеют значительное преимущество [Макарьева и др., 2018].

Речные бассейны

В целях верификации набора разработанных параметров модели «Гидрограф» в бассейне р. Колымы – створ Усть-Среднекан было выбрано шесть речных бассейнов в пределах водосборной площади водохранилища Усть-Среднеканской ГЭС (Рис. 101, Табл. 41). Площадь выбранных речных бассейнов равна от 4980 до 99400 км². Период моделирования был ограничен периодом наличия наблюдаемых расходов воды на гидрологических постах. В работе использовались суточные данные 10 метеорологических станций с 1966 года (Рис. 101, Табл. 42).

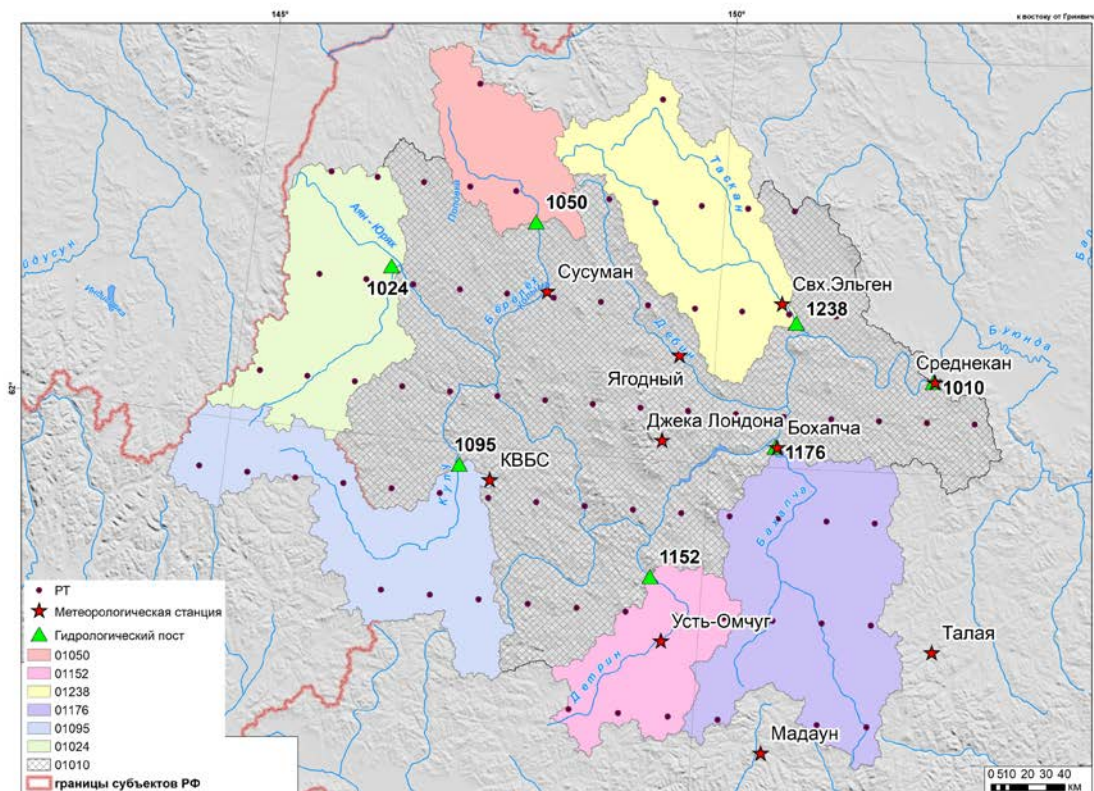


Рис. 100 Схема расположения гидрологических постов, метеорологических станций и границ выбранных для моделирования речных бассейнов

Табл. 41 Речные бассейны в пределах водосборной площади Усть-Среднеканской ГЭС

Код поста	Река – пост	Площадь водосбора, км ²	Период моделирования
01024	р. Аян-Юрях – пос. Эмтегей	9560	1966 – 1995
01095	р. Кулу – Кулу	10300	1966 – 1994
01176	р. Бохапча – в 5.4 км от устья	13600	1966 – 2012
01238	р. Таскан – пос. Усть-Таскан	9970	1966 – 1992
01152	р. Детрин – Вакханка	5630	1966 – 1995
01050	р. Берелех – пос. Переправа	4980	1966 – 1991
01010	Р. Колыма – Усть-Среднекан	99400	1966 – 1988

Табл. 42 Метеорологические станции в пределах водосборной площади Усть-Среднеканской ГЭС, 1966-2012 гг.

Название	Индекс	Высота, м
Сусуман	24790	649
Совхоз Эльген	25700	312
Озеро Джека Лондона	24799	806
Среднекан	25705	266
Бохапча	25707	348
Усть-Омчуг	24898	576
Ягодный	24796	487
Мадаун	25904	523
Колымская водно-балансовая станция	24894	850
Талая	25808	689

Так как карты почвы и растительности необходимой детальности для района исследования отсутствуют, стокоформирующие комплексы выделялись на основе модели рельефа местности – высоте и экспозиции склона. На Рис. 101 представлена схема определения СФК по характеристикам рельефа. Все точки выше 1100 м относились к СФК каменная осыпь (1), ниже 900 м – к СФК лиственный лес (3). В интервале высот 900-1100 м все точки с южной и восточной составляющими экспозиции склона были отнесены к зарослям кедрового стланика (2), с северной и западной – к мохово-лишайниковым лиственным редколесьям (4). Все параметры, относящиеся к СФК (почвы, растительности, распределения снежного покрова), переносились с малых исследовательских водосборов КВБС без изменений и не калибровались при моделировании средних и крупных речных бассейнов. В ходе моделирования был введен корректирующий коэффициент к жидким осадкам равный 1.1.

Рассчитанные и наблюдаемые характеристики стока исследуемых рек и критерии эффективности моделирования представлены в Табл. 43. Разница между среднегодовыми значениями рассчитанного и наблюдаемого слоя стока составляет от -18 мм до +44 мм, или от -6% до +14%. Осадки варьируются от 314 до 448 мм/год. Рассчитанное испарение меняется от 86 мм

на водосборе р. Кулу, где значительную часть занимают гольцы до 125 мм/год в бассейне р. Таскан. Среднегодовое значение максимальных расходов показывает хорошую сходимость для всех бассейнов, разница не превышает 10%. Годовые значения критерия Нэша-Сатклиффа, рассчитанное по суточным значениям рассчитанных и наблюдаемых гидрографов стока за каждый год периода моделирования 1966-2012 гг., не опускается ниже 0.48 в бассейне р. Берелех – Переправа и достигают максимальных значений 0.75 для створа р. Колыма – Усть-Среднекан.

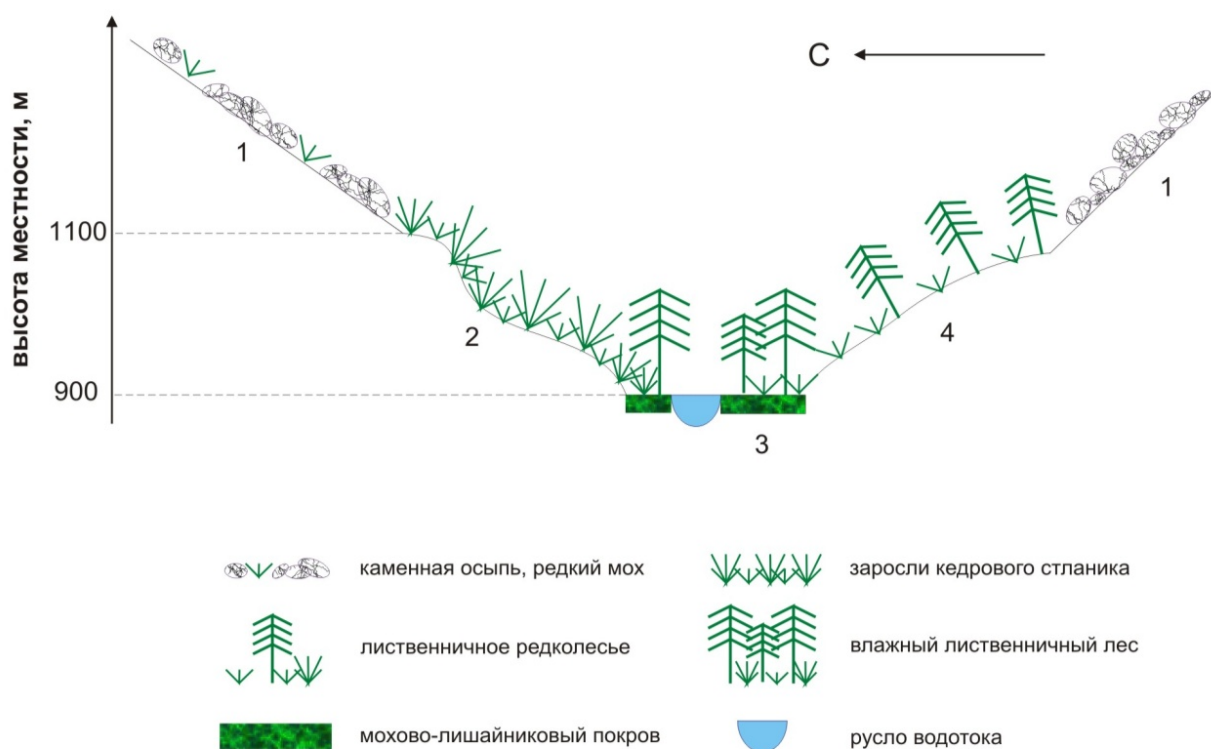


Рис. 101 Схема определения СФК в бассейне Усть-Среднеканской ГЭС

Табл. 43 Годовые средние значения рассчитанных и наблюдаемых слоев стока, максимальных расходов и критерия эффективности моделирования стока

	0102 4	0109 5	0117 6	0123 8	0115 2	0105 0	0101 0
Рассчитанный слой стока, мм	226	309	357	224	269	202	258
Наблюдённый слой стока, мм	220	301	313	215	287	203	238
Осадки, мм	352	396	448	352	354	314	361
Испарение, мм	124	86	94	125	104	112	105
Максимальный рассчитанный расход, м ³ /с	760	1007	1448	865	641	442	7309

Максимальный наблюдаемый расход, м ³ /с	799	995	1414	766	593	430	6626
Критерий Нэша-Сатклиффа	0.60	0.57	0.71	0.59	0.63	0.48	0.75

На Рис. 102 – Рис. 107 представлены рассчитанные и наблюдаемые гидрографы стока для всех исследуемых речных бассейнов. Во внутригодовом разрезе характерно завышение стока половодья, особенно в маловодные годы. Отдельные паводки как занижаются, так и завышаются по результатам моделирования, что, скорее всего, связано с выпадением локальных ливней, которые остаются не охваченными метеорологическими наблюдениями. Рассчитанные и максимальные ежедневные расходы воды хорошо согласуются по времени подъема и спада пиков.

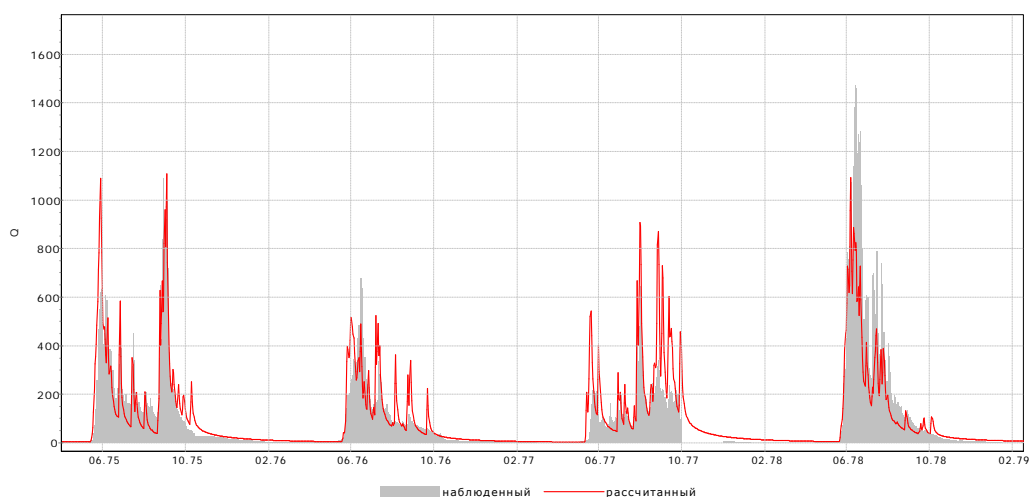


Рис. 102 Рассчитанные и наблюдаемые гидрографы стока в бассейне р. Таскан, 1975-1978

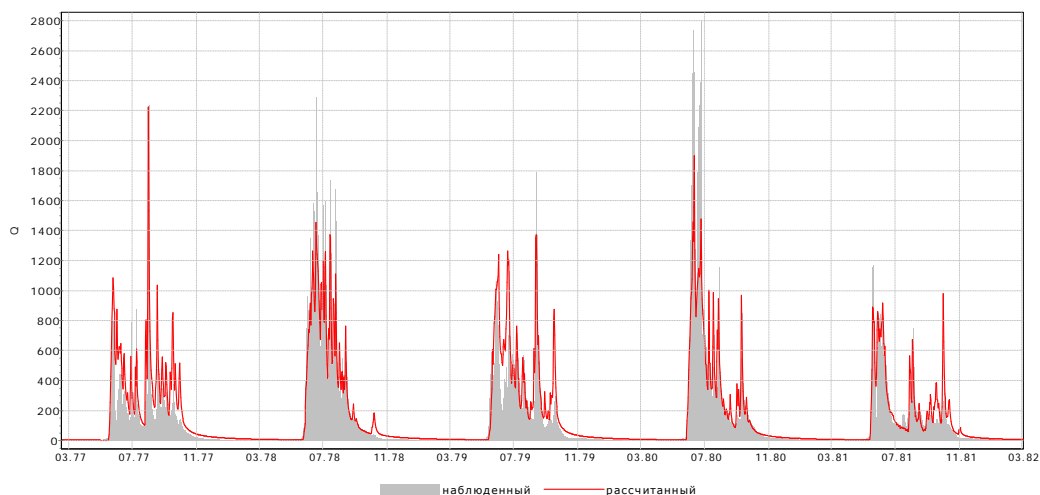


Рис. 103 Рассчитанные и наблюдаемые гидрографы стока в бассейне р. Бохапча, 1977-1981

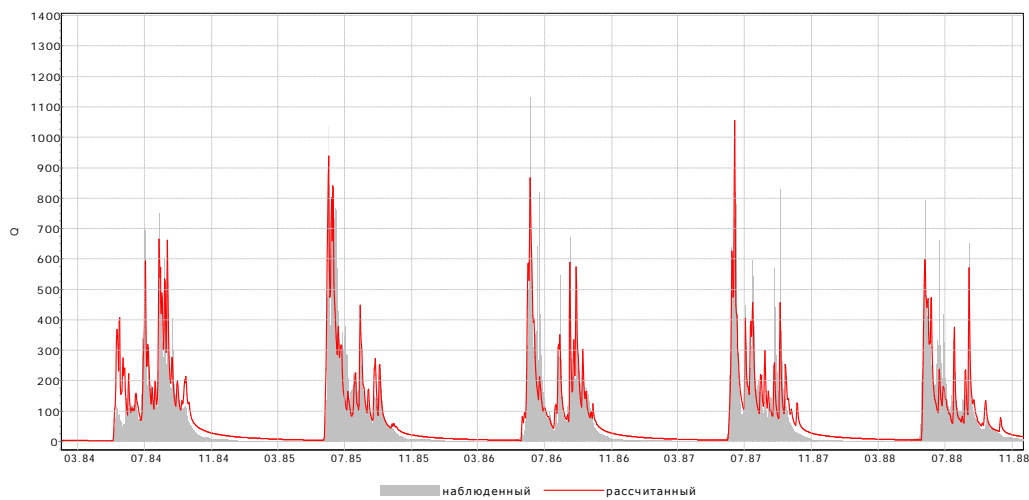


Рис. 104 Рассчитанные и наблюдаемые гидрографы стока в бассейне р. Аян-Юрях, 1984-1988

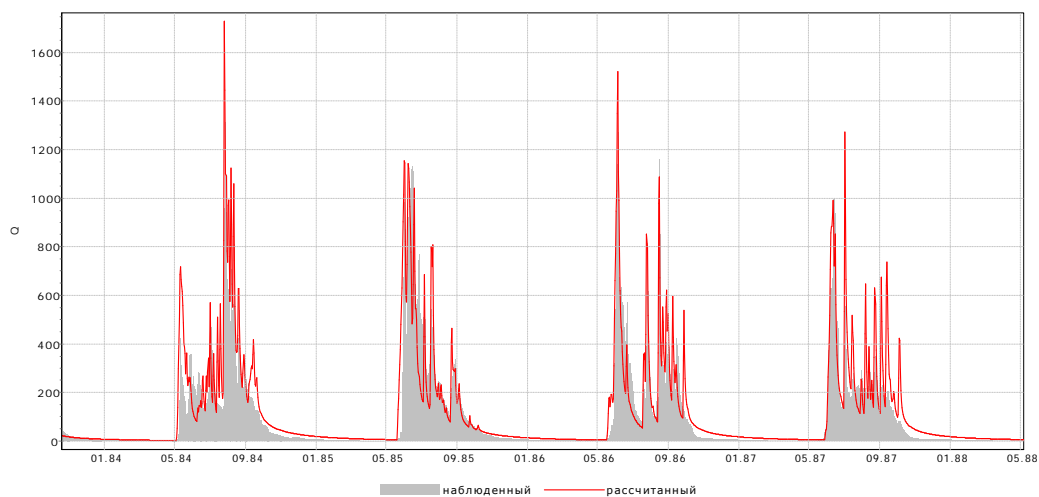


Рис. 105 Рассчитанные и наблюдаемые гидрографы стока в бассейне р. Кулу, 1984-1988

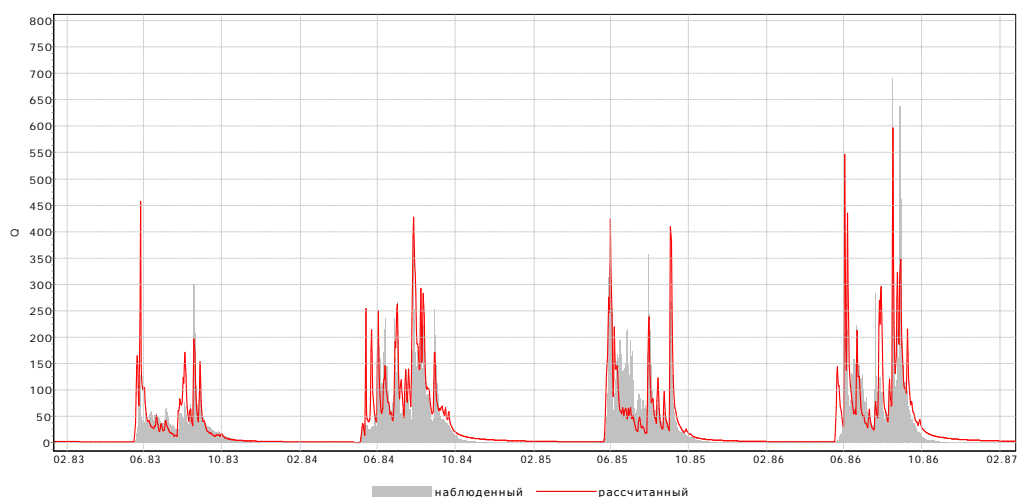


Рис. 106 Рассчитанные и наблюдаемые гидрографы стока в бассейне р. Берелех, 1983-1986

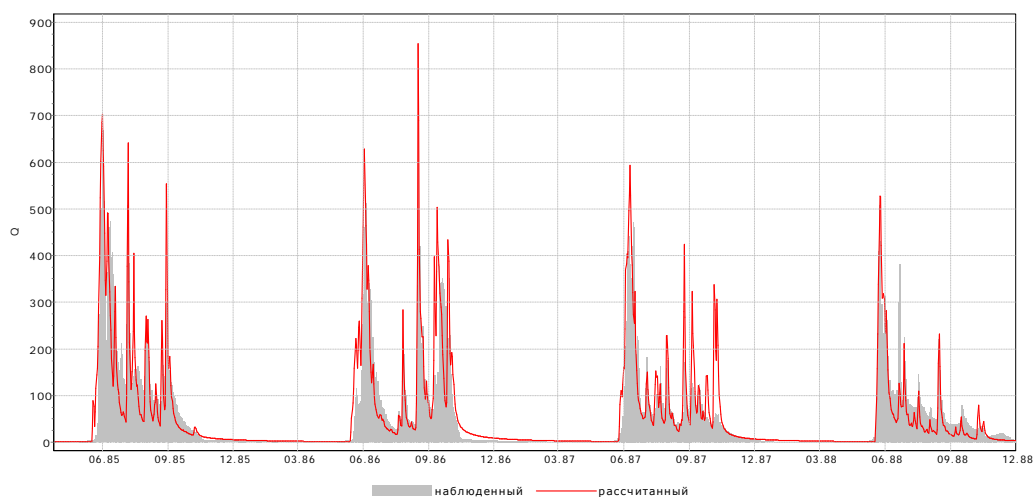


Рис. 107 Рассчитанные и наблюдаемые гидрографы стока в бассейне р. Детрин, 1983-1986

В Табл. 43 также представлены средние значения рассчитанных и наблюдаемых слоев стока, максимальных расходов и критерия эффективности моделирования гидрографов стока (Рис. 104) для створа р. Колыма – Усть-Среднеканская ГЭС за период 1966-1980 гг. Рассчитанный среднемноголетний слой стока превышает наблюдённую величину на 20 мм (8%). Рассчитанный максимальный расход в среднем превышает наблюдённую величину на 10%, что сопоставимо с точностью оценок максимальных расходов воды.

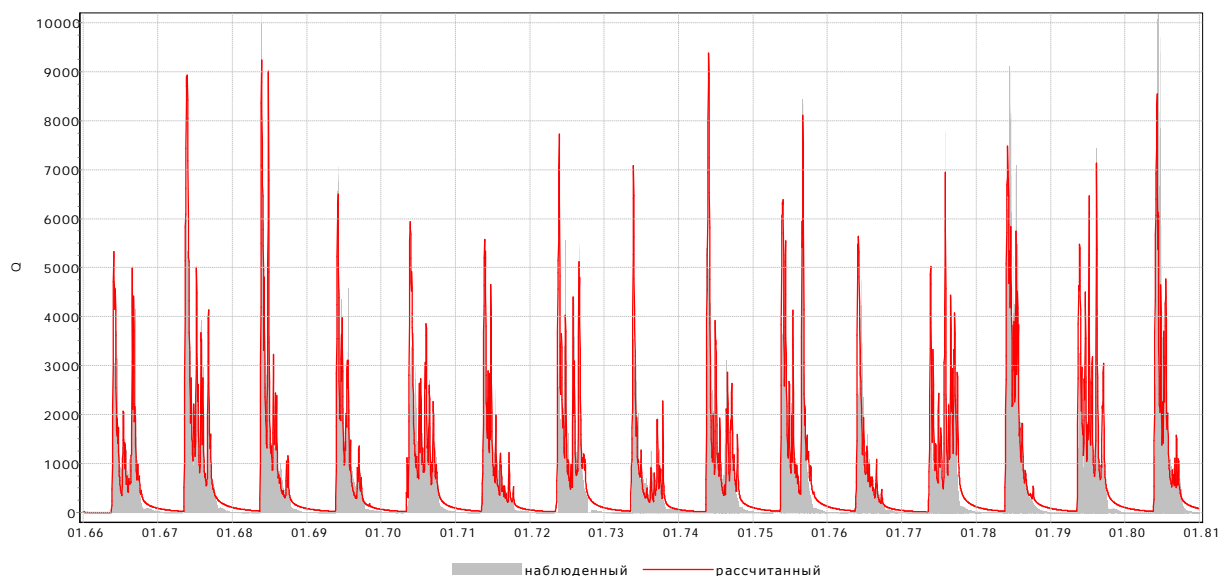


Рис. 108 Рассчитанный гидрограф стока в створе Усть-Среднеканской ГЭС в естественный период, 1966-1980 гг.

Результаты моделирования на шести речных бассейнах и в замыкающем створе Усть-Среднеканской ГЭС показали, что наборы параметров, разработанные на малых исследовательских водосборах, могут успешно переноситься на другие водосборы в схожих природных условиях, в том числе малоизученные. С учетом удовлетворительных результатов моделирования процессов формирования стока в современных условиях климата модель «Гидрограф» и наборы параметров целесообразно использовать для оценки влияния изменений климата на гидрологический режим в будущем.

Для бассейна р. Колымы с замыкающим створом Усть-Среднекан было проведено моделирование процессов формирования стока за период с 1990 по 2015 гг. на основе использования актуальных метеорологических данных. Для этого периода для каждой РТ были определены гидрологические характеристики и построены их карты распределения: слой стока, мм (Рис. 109), слой стока весеннего половодья, мм (Рис. 110), средняя дата начала весеннего половодья, номер дня (Рис. 111), продолжительность половодья, дни (Рис. 112), максимальный модуль стока дождевого паводка, л/с км² (Рис. 113), слой стока зимней межени, мм (Рис. 114), средний модуль стока в период 30-дневного минимального зимнего стока бассейна, л/с км² (Рис. 115).

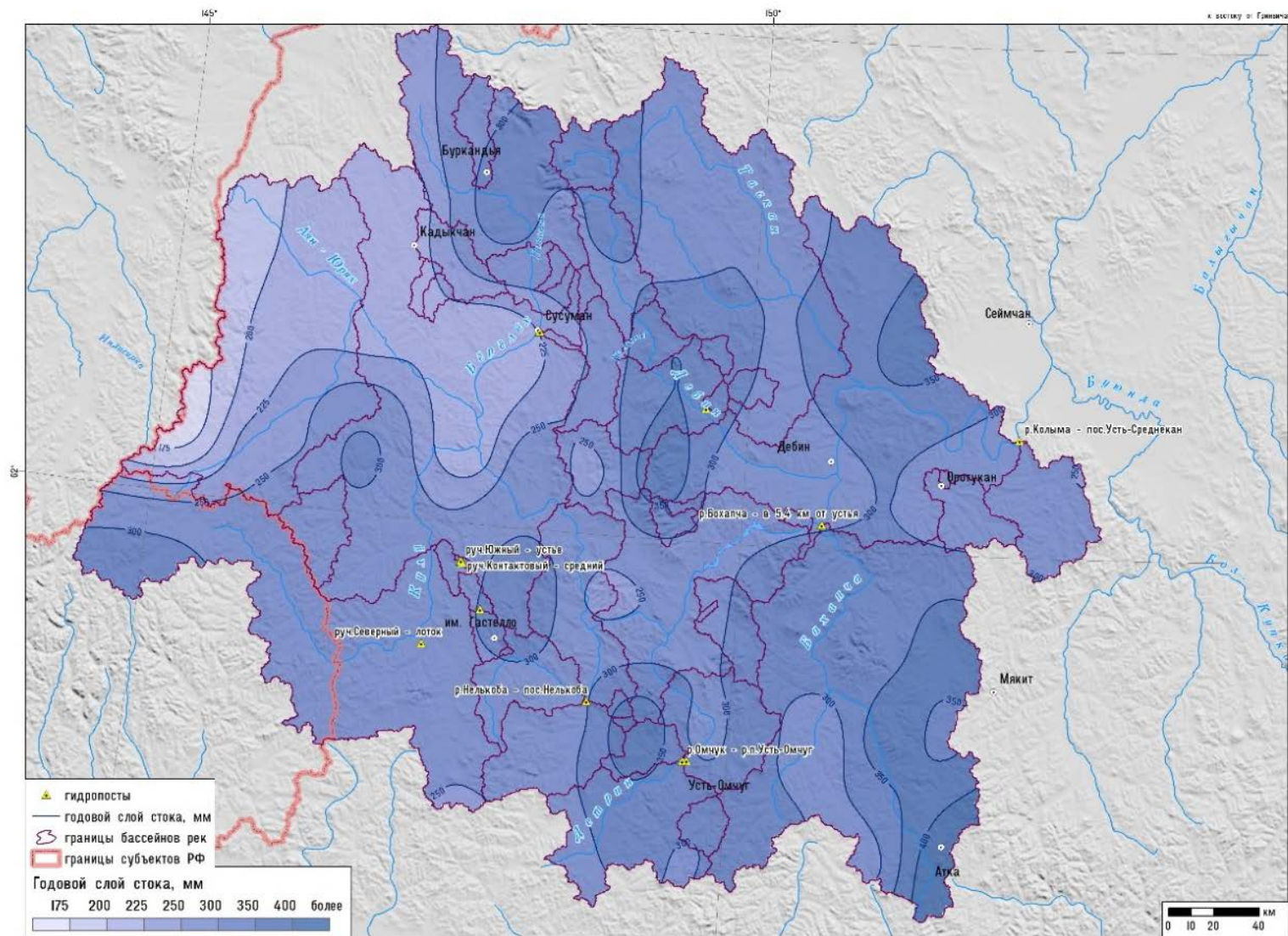


Рис. 109 Годовой слой стока бассейна верховьев р. Колымы, 1990-2012 гг.

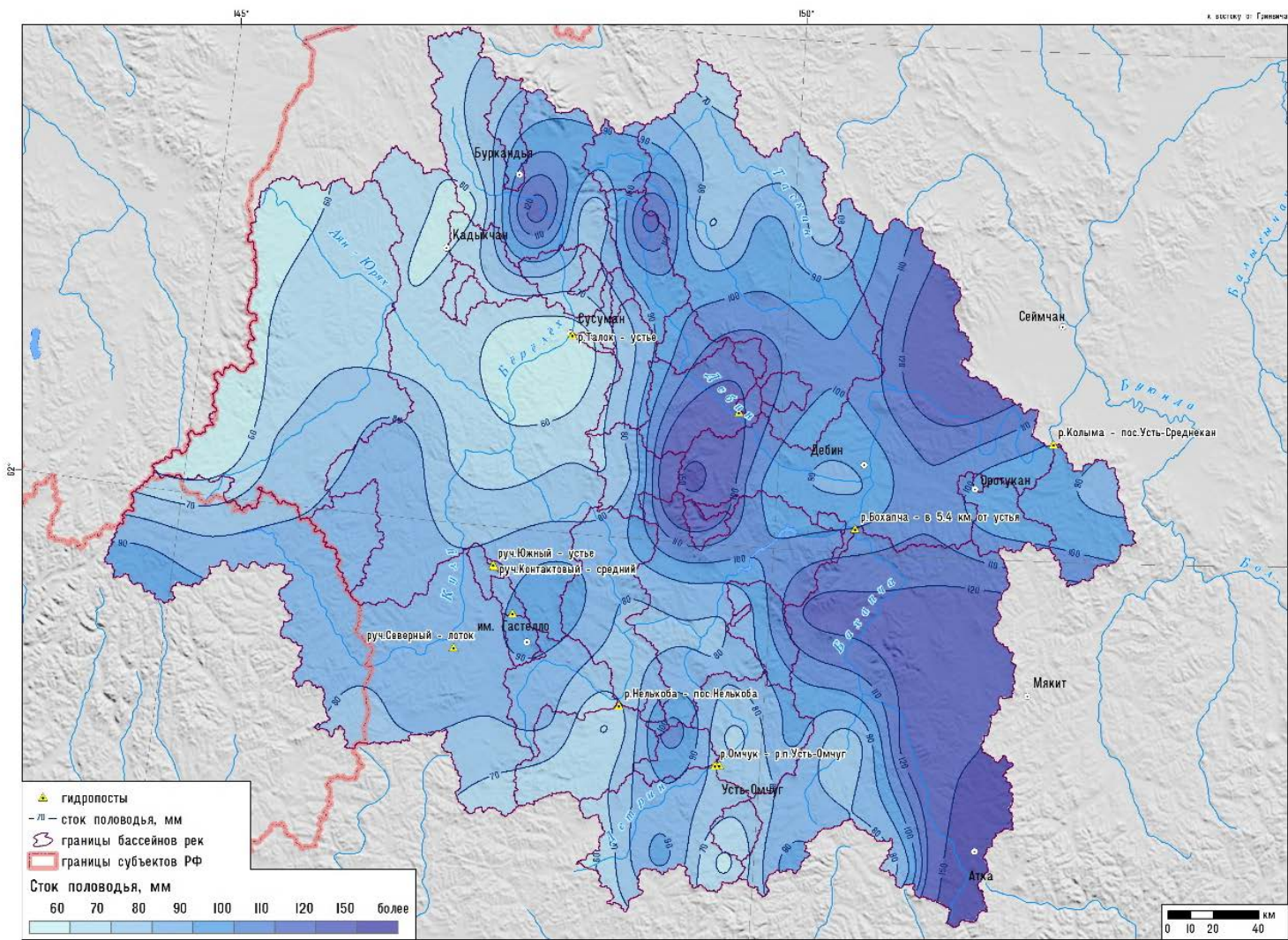


Рис. 110 Слой стока весеннего половодья бассейна верховьев р. Колымы, 1990-2012 гг.

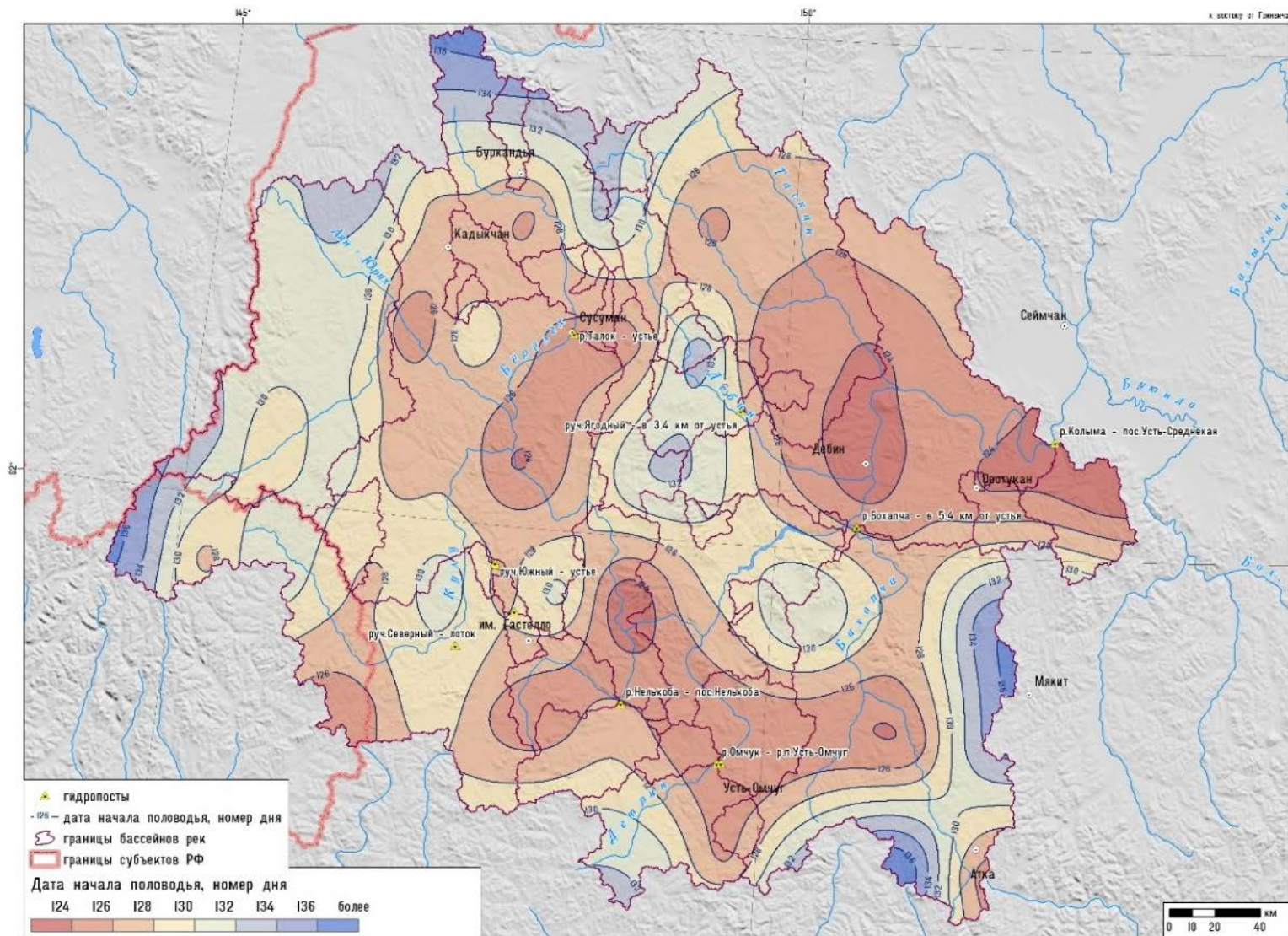


Рис. 111 Средние даты начала весеннего половодья бассейна верховьев р. Колымы, 1990-2012 гг.

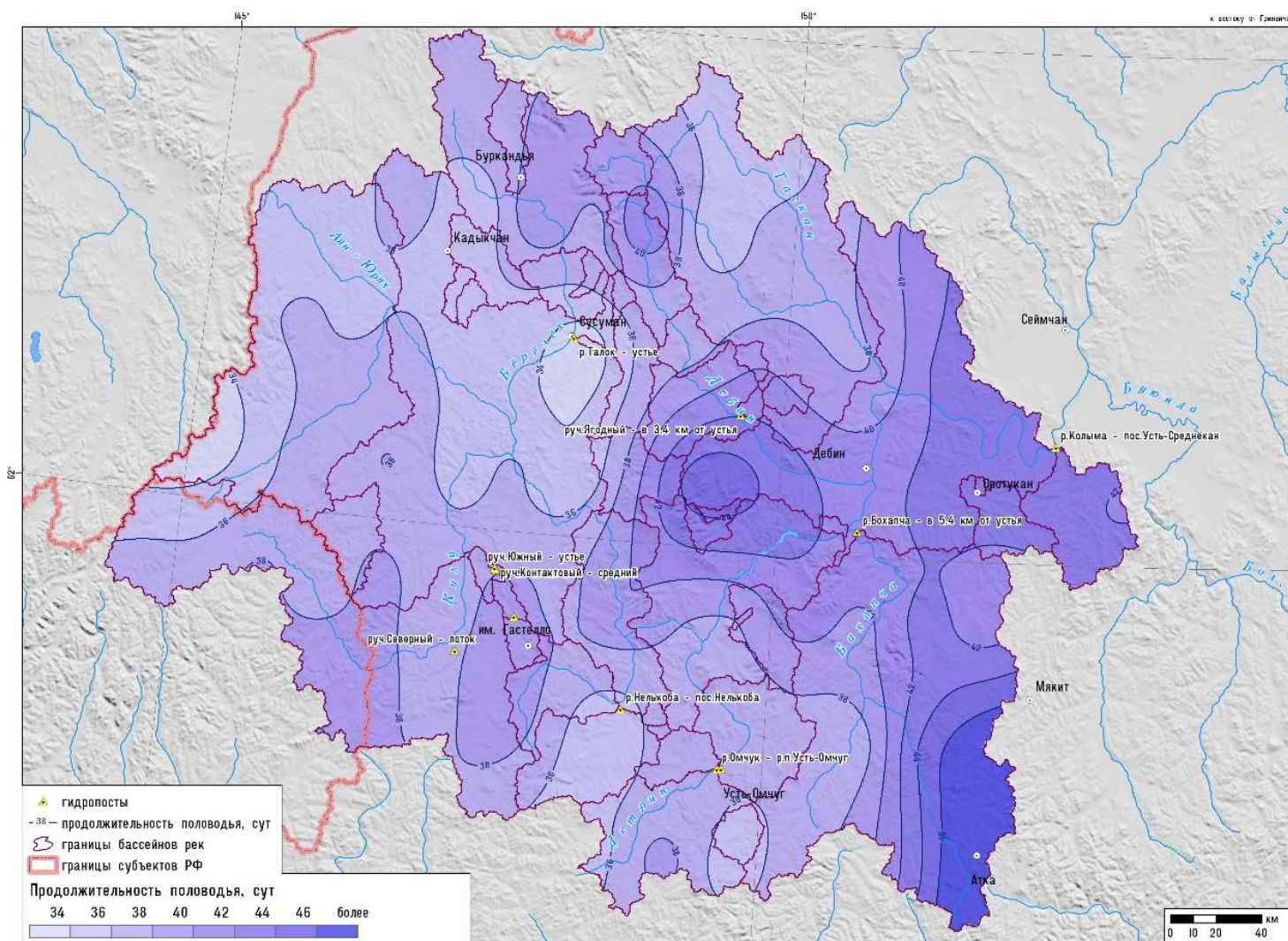


Рис. 112 Продолжительность половодья бассейна верховьев р. Колымы, 1990-2012 гг.

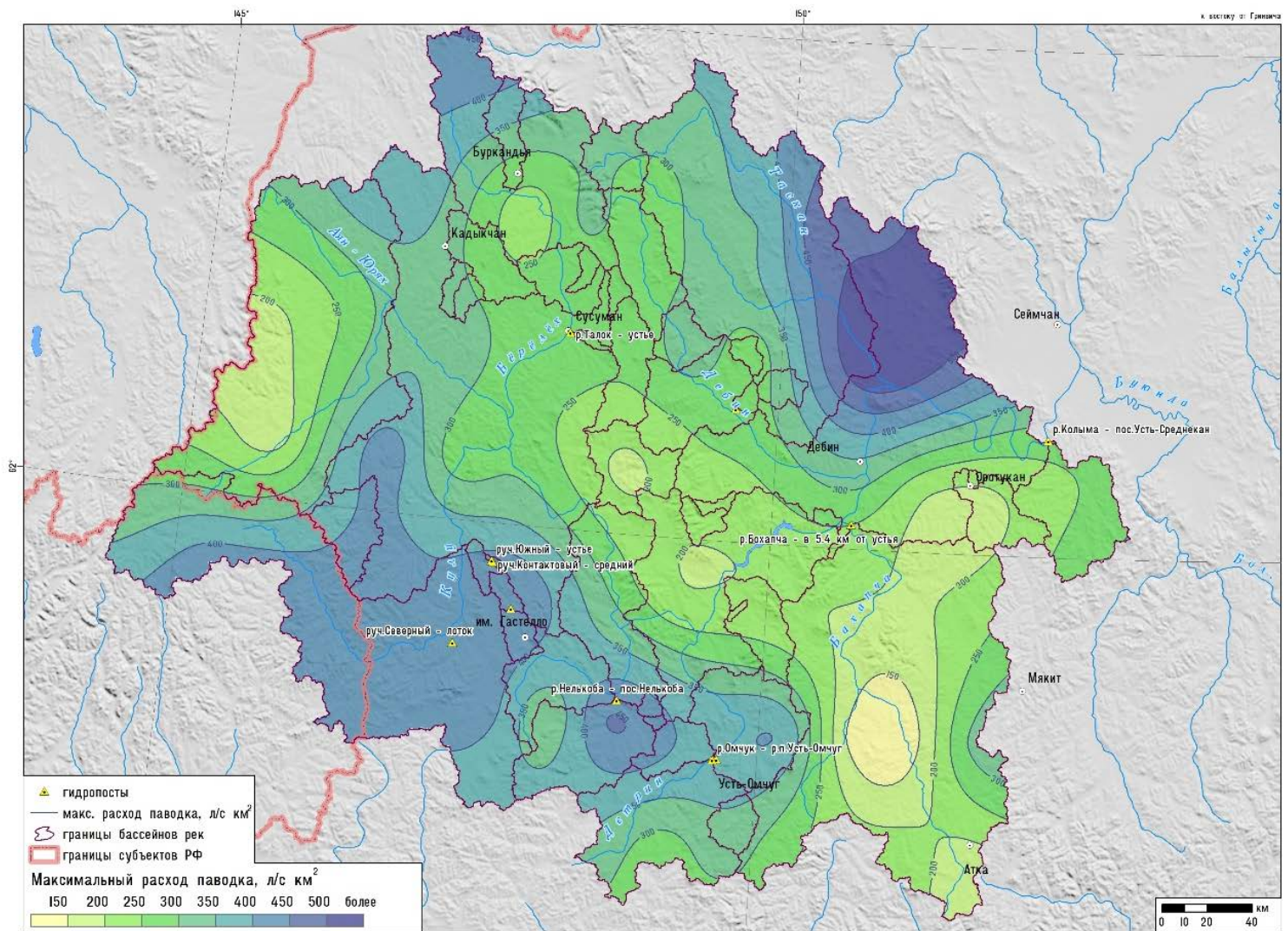


Рис. 113 Максимальный модуль стока дождевого паводка бассейна верховьев р. Колымы, 1990-2012 гг.

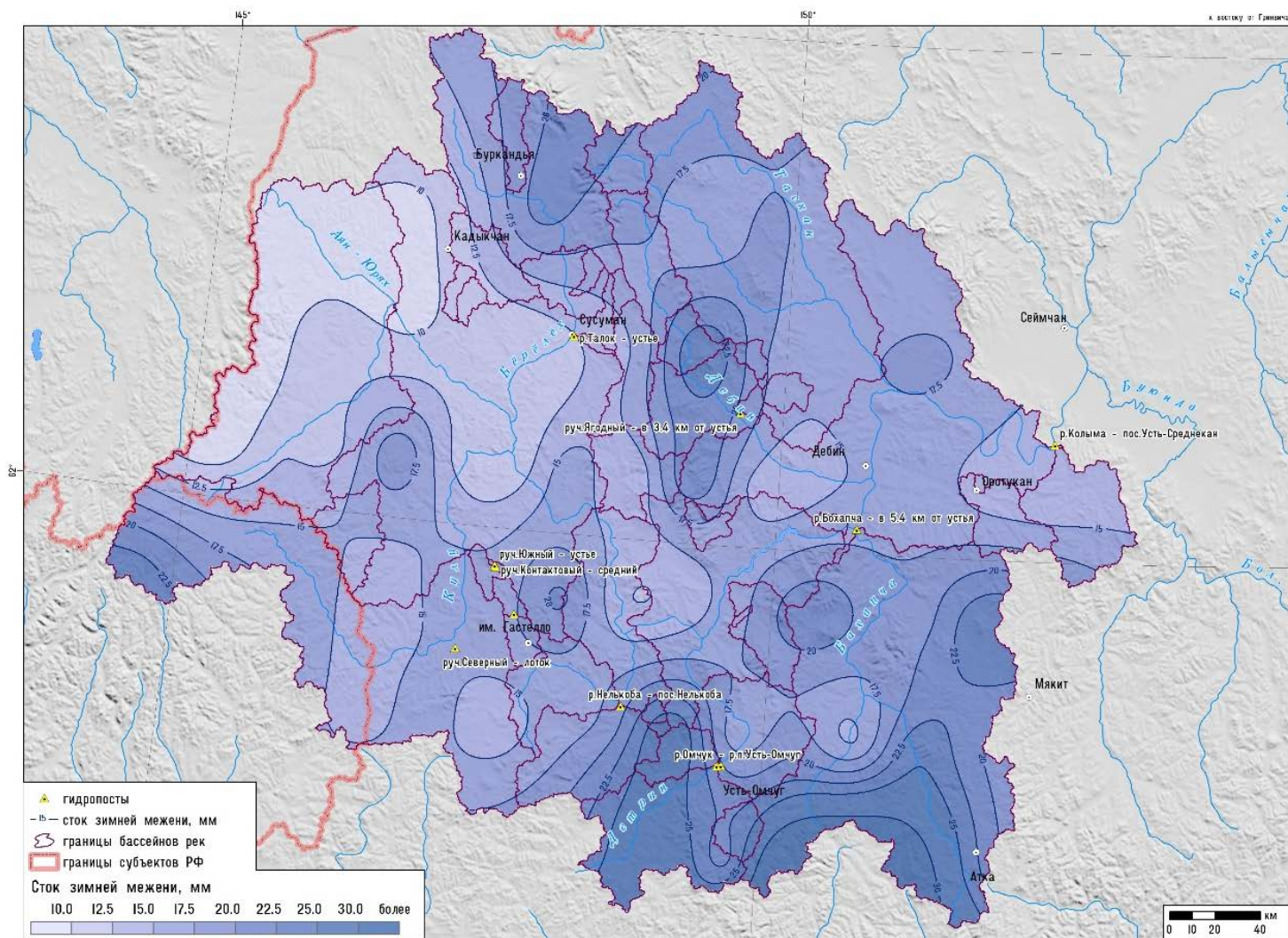


Рис. 114 Слой стока зимней межени бассейна верховьев р. Колымы, 1990-2012 гг.

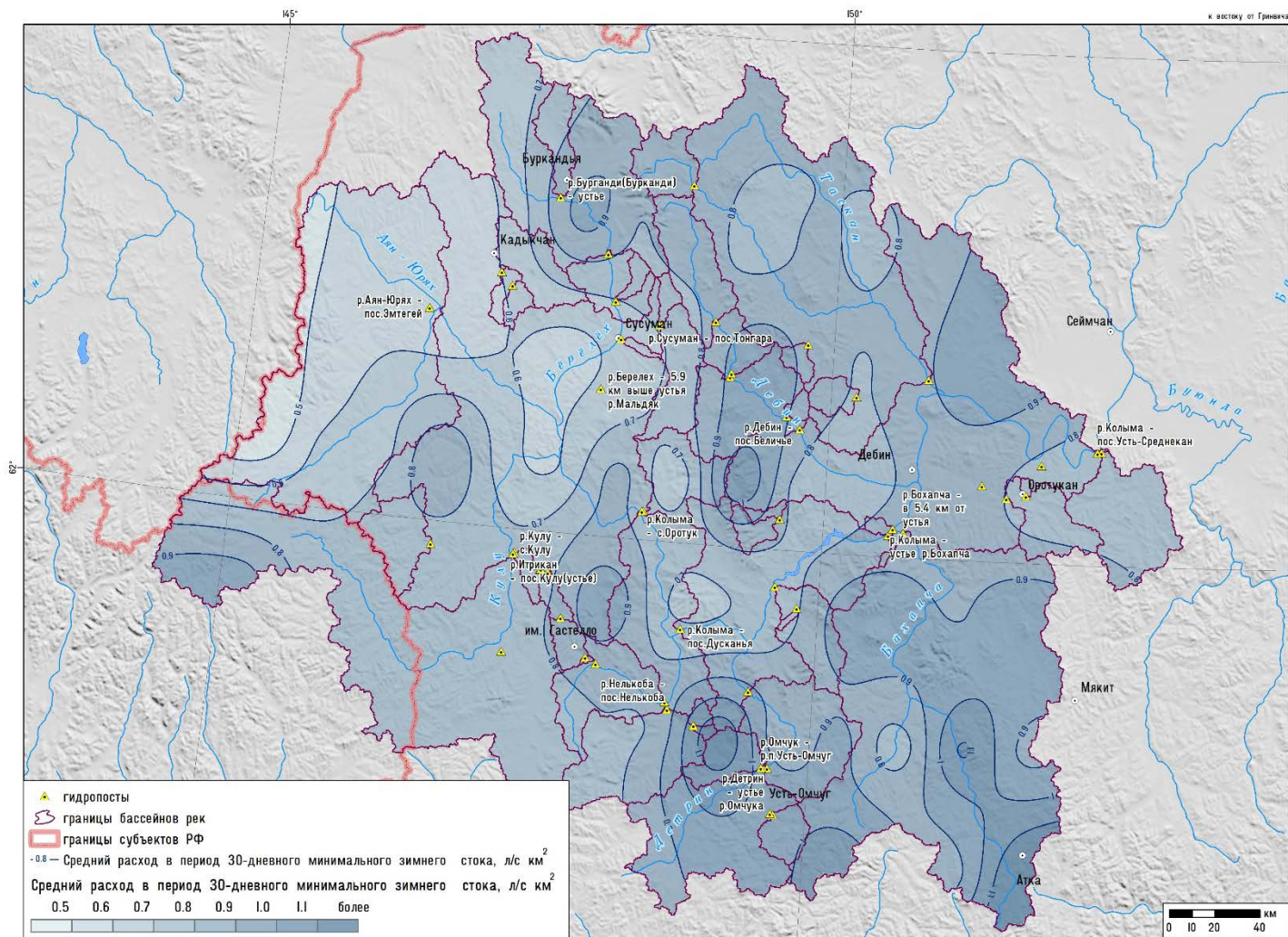


Рис. 115 Средний модуль стока в период 30-дневного минимального зимнего стока бассейна верховьев р. Колымы, 1990-2012 гг.

Прогноз изменений гидрологического режима в 21 веке

Оценки изменений стока рек Магаданской области выполнялись с использованием данных региональных климатических моделей проекта CORDEX – Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment Всемирной программы исследований климата – WCRP (World Climate Research Programme). Это проект взаимного сравнения региональных климатических моделей, в рамках которого модельные эксперименты выполняются по единым протоколам и для одинаковой расчетной области.

В работе были использованы расчеты региональной модели атмосферы Центра Россби – RCA4 с шагом ~44 км для арктического домена (Рис. 116) с граничными условиями разных моделей общей циркуляции атмосферы и океана (ICHEC-EC-EARTH и MPI-M-MPI-ESM-LR). Проведена верификация климатических моделей для территории Северо-Востока России посредством сравнения с данными наблюдений и климатического реанализа ERA5. Рассчитаны климатические проекции на период до конца 21 века и подготовлены данные для моделирования речного стока (Рис. 117, Рис. 118).

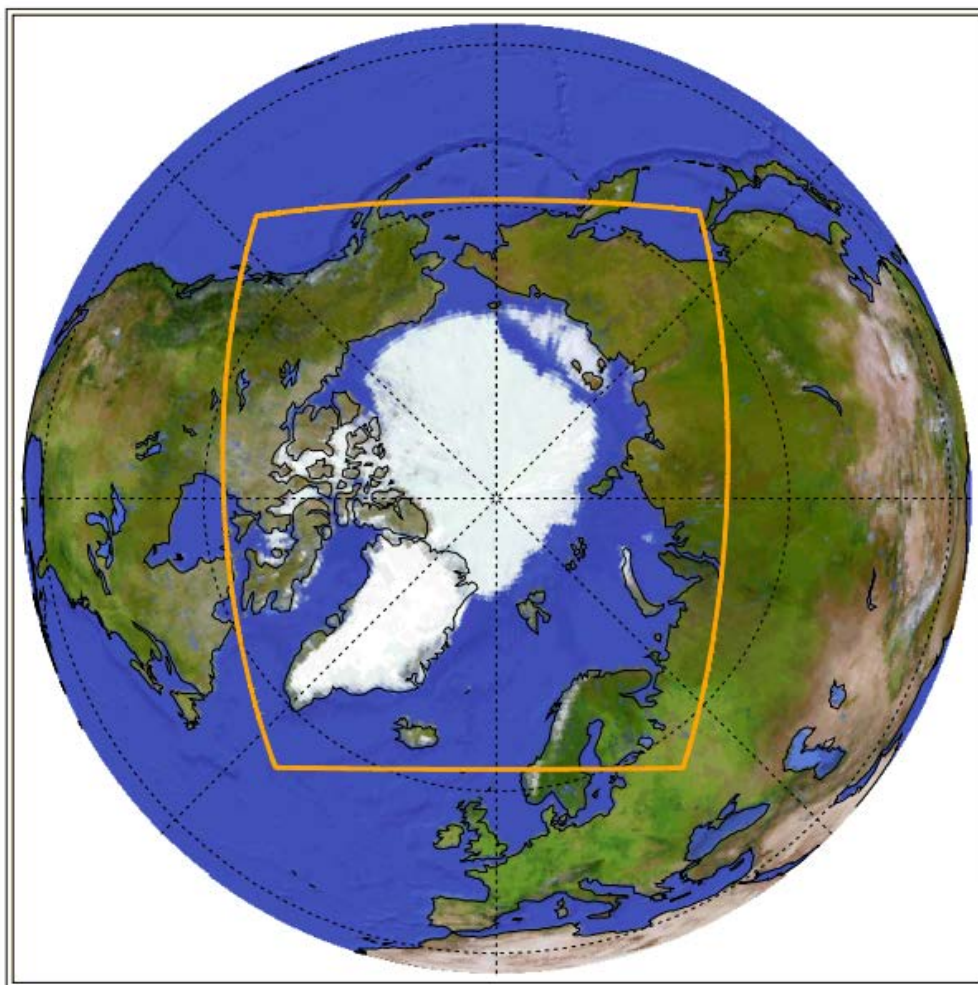


Рис. 116 Расчетная область Арктического региона данных региональных климатических моделей CORDEX

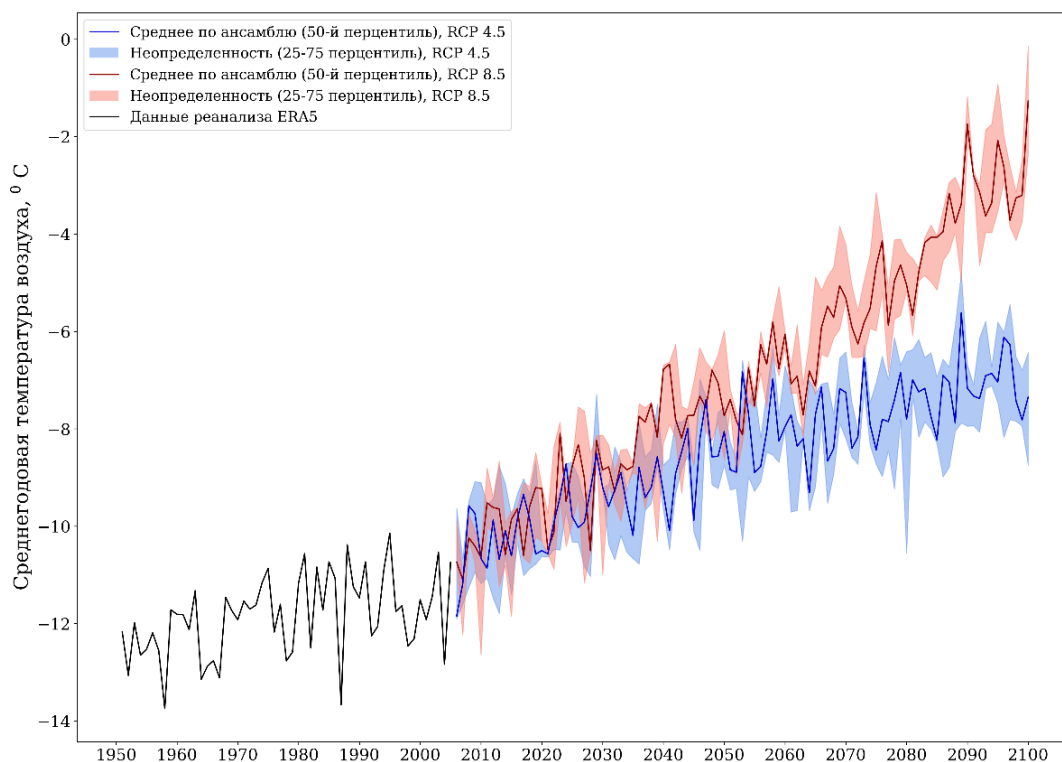


Рис. 117 Межгодовая изменчивость среднегодовой температуры воздуха по данным климатического реанализа ERA5 и ансамблю модельных расчетов для двух сценариев концентрации парниковых газов и аэрозолей RCP4.5 и RCP8.5

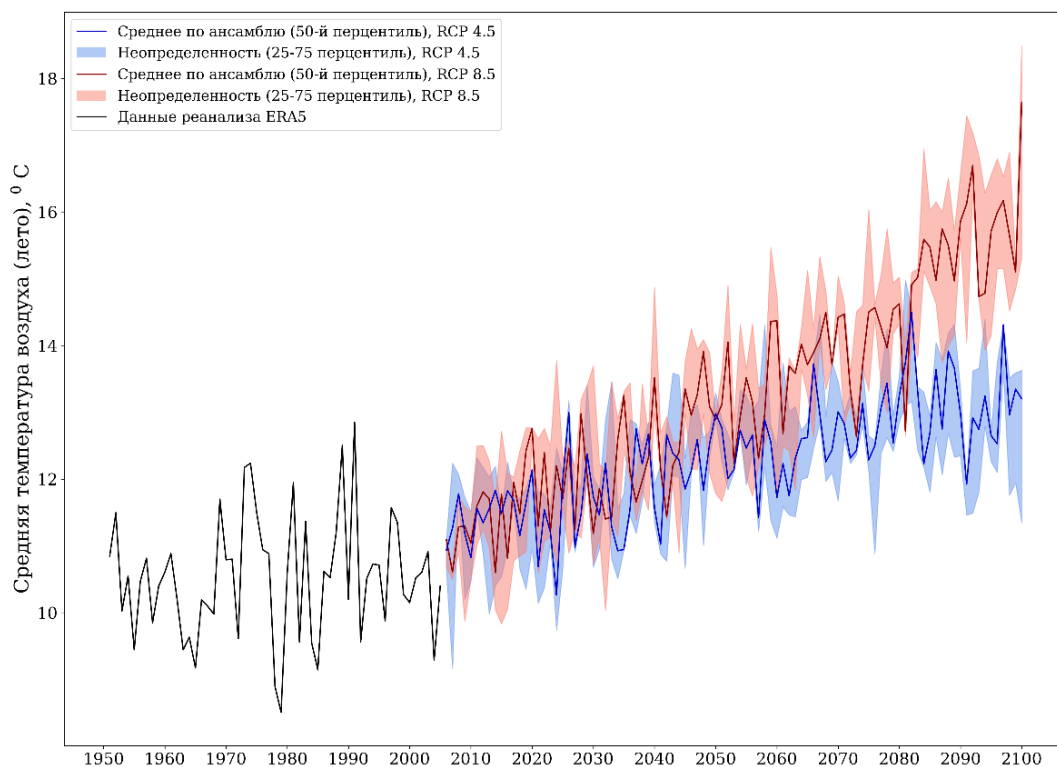


Рис. 118 Межгодовая изменчивость средней температуры воздуха за летний сезон по данным климатического реанализа ERA5 и ансамблю модельных

расчетов для двух сценариев концентрации парниковых газов и аэрозолей RCP4.5 и RCP8.5

Для оценки влияния изменений климата на гидрологический режим бассейна верховье р. Колымы (створ Усть-Среднекан) проведено моделирование процессов формирования стока на основе данных климатических проекций. На Рис. 119 представлен среднемесячный гидрограф стока воды за исторический период (рассчитанный на основе данных наблюдений) и расчетные гидрографы стока, полученные на основе данных климатических проекций.

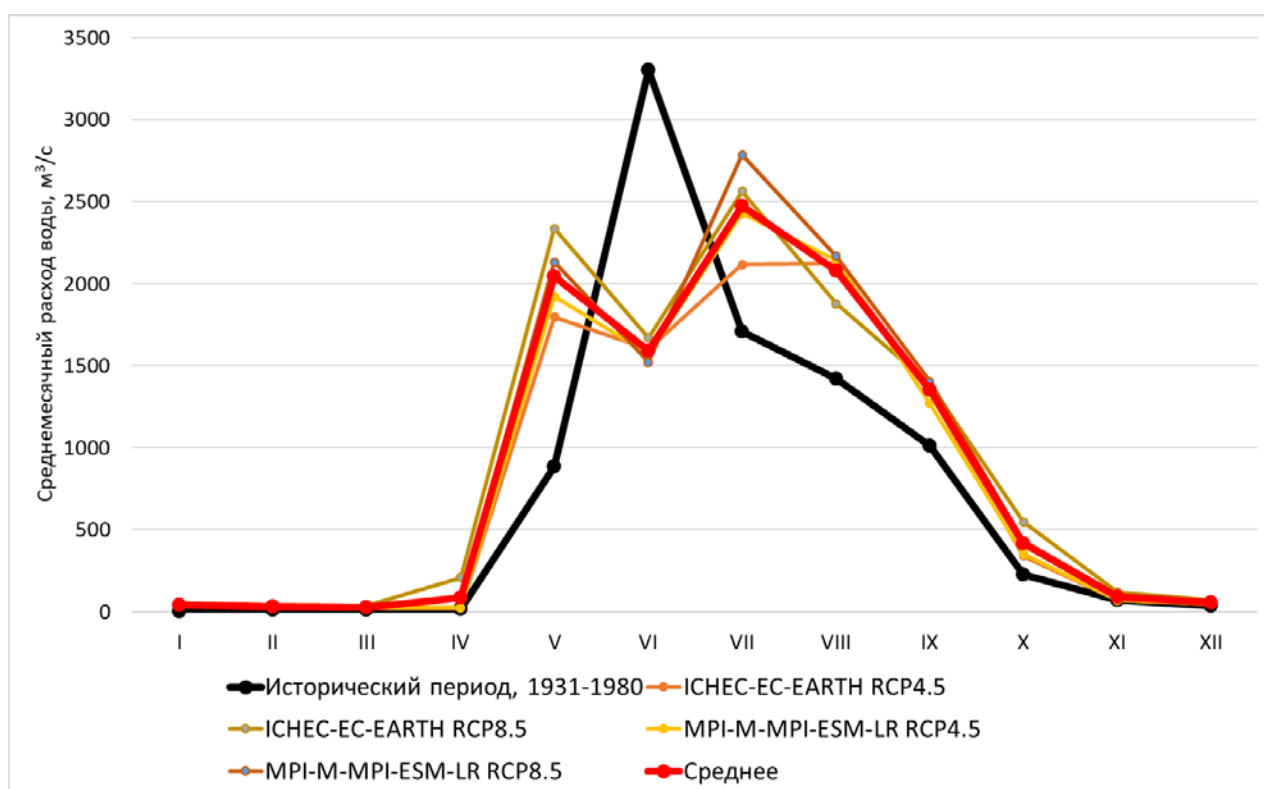


Рис. 119 Наблюдаемый в исторический период и расчетные на основе данных климатических проекций среднемесячные гидрографы стока до 2100 г., р. Колыма – створ Усть-Среднекан

Расчеты показали, что увеличение температуры воздуха не приводит к изменению годовых объемов стока воды, однако меняет его внутригодовое распределение (Табл. 44). В среднем слой годового стока увеличился на 18 %. Отмечается сдвиг начала весеннего половодья – в будущем начало половодья будет приходиться на конец апреля – начало мая, это приведет к значительному увеличению стока в мае – в среднем он увеличится в 2.3 раза. В июне, согласно

расчетам, сток объем стока воды снизится вдвое. Одновременно в июле и августе сток воды увеличится в полтора раза. Таким образом период максимального объема стока будет сдвинут с период весеннего половодья на период летних дождевых паводков. Значительную роль в трансформации гидрологического режима играет прогнозируемое уменьшение количества твердых осадков и увеличение количества и экстремальности осадков в летний период. Также отмечается продолжение тренда на увеличение речного стока в зимний период, наблюдаемое в криолитозоне мира практически повсеместно.

Табл. 44 Прогнозируемые изменения режима стока в бассейне верховьев Колымы (створ Усть-Среднекан), среднемесячный расход воды (м³/с)

Месяц	Исторический период, 1931-1980	ICNE C-ES-EARTH RCP4.5	ICNE C-ES-EARTH RCP8.5	MPI-M-MPI-ESM-LR RCP4.5	MPI-M-MPI-ESM-LR RCP8.5	Среднее, ансамбль моделей	Изменение, %
I	4	32	49	35	47	41	1022
II	11	27	40	29	39	34	307
III	14	23	35	25	34	29	209
IV	19	24	209	27	79	85	446
V	884	1799	2336	1922	2133	2048	232
VI	3306	1601	1671	1573	1523	1592	48
VII	1710	2118	2564	2430	2787	2475	145
VIII	1422	2122	1878	2144	2168	2078	146
IX	1013	1339	1388	1272	1406	1351	133
X	227	340	546	353	429	417	184
XI	72	70	120	69	105	91	127
XII	34	44	68	46	65	56	162
Год	726	795	909	827	901	858	118

Заключение

За последнее десятилетие (2013-2022 гг.) в Магаданской области регулярно происходят катастрофические паводки. Ежегодно размываются многокилометровые участки дорог, сносятся мостовые переходы и гидротехнические сооружения. Так в результате прохождения паводка в 2013 году повреждено 74 км дорог и 15 мостов, в том числе на федеральной трассе «Колыма», ущерб составил более 600 миллионов рублей. В 2014 году в результате паводка оказалась закрыта областная дорога «Магадан – Балаганное – Талон», ущерб был оценен в размере 700 миллионов рублей. В августе 2016 года ущерб от паводка в регионе достиг 250 миллионов рублей. В 2017 году произошло разрушение подъезда к мосту на 542-м км федеральной трассы «Колыма», что привело к перекрытию трассы и, как следствие, к блокаде некоторых населенных пунктов. В 2019 году в Магаданской области интенсивность паводка на Колымском и Усть-Среднеканском водохранилищах стала рекордной за последние 80 лет (с 1939 года).

Проблема надежности оценок инженерных характеристик стока, в особенности экстремальных, необходимых для проектирования мостовых сооружений и переходов, трубопроводов, водозаборов и других инженерных объектов на реках, связана с нестационарностью окружающей среды, значительным сокращением гидрометеорологической сети наблюдений (растет количество и масштабы катастрофических паводков, не наблюдаемых в прошлом) и используемыми устаревшими методами расчета. Основное количество малых и средних рек криолитозоны не обеспечено данными гидрологических наблюдений. Например, на территории пяти УГМС Сибири и Дальнего Востока (Среднесибирское, Якутское, Иркутское, Колымское, Дальневосточное) площадью более 8 млн. кв. км в 2008 г. функционировали всего 442 гидрологических поста, на которых ведутся измерения расходов воды, из них всего 48 постов замыкают речные бассейны площадью менее 200

кв. км. Таким образом, практически в 100 % случаев проектировщики имеют дело с неизученными водными объектами.

В монографии на основе синтеза данных мониторинга и результатов комплексных полевых исследований, анализа материалов дистанционного зондирования, региональных климатических проекций, объединенных методами математического моделирования, проведена количественная оценка изменений гидрологического режима и других характеристик природной среды Северо-Востока, вызванных потеплением климата и антропогенным воздействием.

Актуальные данные о состоянии природной среды Северо-Востока и прогноз изменения ее характеристик в будущем будут полезны для решения следующих практических задач региона:

- своевременный прогноз и адаптация населенных пунктов к опасным гидрологическим явлениям (катастрофические паводки), в том числе усиленным антропогенными нарушениями территорий;
- своевременное планирование и принятие мер для недопущения аварийных ситуаций, связанных с деформацией зданий и сооружений;
- обеспечение эффективной и безопасной эксплуатации региональной дорожной инфраструктуры, в том числе ее реконструкции и развития;
- проектирование железной дороги «Нижний Бестях – Магадан»;
- своевременный прогноз и адаптация населенных пунктов к опасным геокриологическим явлениям, таким как наледи, вызванным как природными факторами, так и техногенным воздействием.

Список литературы

1. Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов Российской Федерации (АИС ГМВО) // Сайт: СевКавНИИВХ, 2014. URL: <https://gmvo.skniivh.ru> (дата обращения: 01.08.2016)
2. Агрогидрологические свойства почвы. Справочник. Чукотский национальный округ и Магаданская область. – Магадан, 1974. – 74 с.
3. Алексеев, В.Р., Бояринцев, Е.Л., Гопченко, Е.Д., Сербов Н.Г, Завалий, Н.В. Механизм криогенного регулирования стока в формировании водного баланса малых горных рек зоны многолетнемерзлых пород // Украинский гидрометеорологический журнал, 2011. – № 8. – С.182-194
4. Алексеев В. Р. Многолетняя изменчивость родниковых наледей-тарынов // Лед и снег. – 2016. – Т. 56, № 1. – С.73-93.
5. Алексеев В. Р. Наледи и наледные процессы (вопросы терминологии и классификации) / В. Р. Алексеев. – Новосибирск: Наука, 1978. – 188 с.
6. Алексеев В. Р. Наледи / В. Р. Алексеев. – Новосибирск: Наука (Сиб. Отд-ние), 1987. – 159 с.
7. Алексеев В. Р. Ландшафтная индикация наледных явлений. – Новосибирск: Наука (Сиб. изд. фирма), 2005. – 364 с.
8. Алексеев В. Р. Наледность криолитозоны и прирост русловой сети // Лед и снег, 2014. – № 3. – С. 69-80.
9. Атлас гигантских наледей-тарынов Северо-Востока России // Алексеев В. Р., Макарьева О. М., Шихов А. Н., Нестерова Н. В., Осташов А. А., Землянскова А. А. Под ред. В. В. Шепелев, М. Н. Железняк. Новосибирск. Изд-во Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, 2021, 302 с.
10. Банцекина Т.В. Температурный режим и динамика льдистости крупнообломочных склоновых отложений без заполнителя в весенне-летнее время (на примере руч. Контактный) // Колыма, № 4, 2002, с. 9-13.

11. Банцекина, Т.В. Динамика льдистости крупнообломочных склоновых отложений в период весеннего снеготаяния // Колыма, 2001. – № 2. – с.28-31
12. Банцекина, Т.В. Особенности гидротермического режима слоя сезонного протаивания крупнообломочных склоновых отложений в весенне-летний период (на примере Верхнеколымского нагорья): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. – Якутск, 2003. – 23 с.
13. Банцекина, Т.В., Михайлов, В.М. К оценке роли внутригрунтовой конденсации водяных паров в формировании теплового и водного режимов крупнообломочных склоновых отложений // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 1. – С.40-45
14. Бояринцев Е.Л. Оценка потерь стока весеннего половодья в бассейне Верхней Колымы // Метеорология, климатология и гидрология. Вып. 16, 1980, с. 19-24.
15. Бояринцев Е.Л., Николаев С.Н. Грунтовый сток с малых водосборов зоны многолетней мерзлоты // Материалы науч. конф. по проблемам гидрологии рек зоны БАМа и Дальнего Востока. Л, Гидрометеиздат, 1986, с. 297-307
16. Бояринцев Е.Л., Гопченко Е.Д. и др. Водный баланс летнего периода малых горных водосборов зоны многолетней мерзлоты и его расчет. Метеорология, климатология и гидрология. Вып. 27, 1992, с. 105-116
17. Бояринцев Е.Л., Сербов Н.Г., Попова Н.И. Формирование водного баланса весеннего половодья малых горных водосборов Верхней Колымы (по материалам Колымской водно-балансовой станции) // Вестник Северо-восточного научного центра ДВО РАН, 4, 2006. – С.12-19
18. Бояринцев, Е.Л., Азональные факторы формирования дождевого стока на территории Колымской ВБС // Тр. ДВНИГМИ. – 1988. – Вып. 135. – С. 67–93

19. Бояринцев, Е.Л., Гопченко, Е.Д., Сербов, Н.Г., Легостаев, Г.П. К вопросу о конденсации паров воздуха в деятельном слое многолетнемерзлых пород. М., 1991. Деп. в ИЦ ВНИИГМИ–МЦД 16.01.91, № 1046 ГМ-91. – 17 с.
20. Букаев Н.А. Основные закономерности режима гигантских наледей в верховьях р. Колымы (на примере Анмангындинской наледи) // В кн. «Наледи Сибири». М.: Наука, 1966. № 4. С. 9–21.
21. Виноградов, Ю.Б., Семенова, О.М., Виноградова, Т.А. Гидрологическое моделирование: метод расчета динамики тепловой энергии в почвенном профиле. Часть 1 // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, №1, с. 11-21
22. Виноградов Ю.Б. Математическое моделирование процессов формирования стока. Опыт критического анализа. - Л., Гидрометеиздат, 1988, 312 с.
23. Виноградов Ю.Б. Математическое моделирование в гидрологии / Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. М., Академия, 2010, 366 с.
24. Вуглинский В. С. Оценка изменений характеристик ледового режима водных объектов для различных регионов страны в современных климатических условиях // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2014. №3.
25. Гарагуля Л.С., Гордеева Г.И., Оспенников Е.Н. Роль геокриологических процессов в формировании и динамике экосистем криолитозоны // Криосфера Земли. т. XVI. №4, 2012. С.31-41
26. Гидрогеология СССР / Под ред. А.И. Ефимова, И.К. Зайцева. М., Недра, Т. 20: Якутская АССР, 1970, 383 с. (О наледях – с. 61–76).
27. Гидрогеология СССР / Под ред. О.Н. Толстихина. М., Недра, Т. 26: Северо-Восток СССР, 1972, 297 с. (О наледях – с. 69–91).
28. Глотов, В.Е. Подземные воды бассейна руч. Контактный как фактор формирования общего водного стока // Факторы формирования общего стока малых горных рек в Субарктике (по материалам Колымской водно-балансовой станции). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. – С.102-141

29. Глотова Л.П., Глотов В.Е. Роль подземных вод в общем стоке малых горных рек бассейна реки Колыма // Известия Самарского научного центра РАН. 2012. №1-9, с.2321-2324

30. Гусев, Е.М., Насонова, О.Н., Джоган, Л.Я. Моделирование стока на малых водосборах в зоне многолетней мерзлоты на основе модели SWAP // Водные Ресурсы, 2006, 33, № 2. – С.133-145

31. Гуревич Е.В. Влияние температуры воздуха на зимний сток рек (на примере бассейна р. Алдан) // Метеорология и гидрология. 2009. №9. С. 92-99

32. Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Том 1. Вып. 17. Бассейны рек Колымы и рек Магаданской области (1981-2007) // Колымское управление гидрометеорологической службы, г.Магадан.

33. Гидрологический ежегодник. Том 8. Вып. 0 - 7. Бассейн морей Лаптевых и Восточно-Сибирского до р. Колымы (1936-1980) // Якутское управление гидрометеорологической службы, г. Якутск

34. Гидрологический ежегодник. Том 8. Выпуск 8. Том 9. Выпуск 7. В-Сибирское, Чукотское, Берингово, Тихий океан (1957-1980) // Колымское управление гидрометеорологической службы, г. Магадан

35. Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Том 1. Вып. 16. Бассейны рек Лены (среднее и нижнее течение), Хатанги, Анабара, Оленька, Яны, Индигирки (1981-2007) // Якутское управление гидрометеорологической службы, г.Якутск

36. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я., Ковалев Е.Э. Моделирование стока р. Северной Двины с использованием модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой SWAP и глобальных баз данных // Вод. ресурсы. 2011. Т. 38. № 4. С. 439– 453.

37. Джамалов Р.Г., Потехина Е.В. Природно-климатические и антропогенные причины изменения подземного стока бассейна Лены // Георазрез. 2010. № 1. С. 1-25

38. Зонов Б. В. Наледи и полыньи на реках Янско-Колымской горной страны // Труды Ин-та мерзлотоведения им. В.А. Обручева АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1944, т. IV, с. 33–92.

39. Иванова Л. Д., Павлова Н. А. Формирование и динамика наледей в бассейне р. Индигирки за последние шестьдесят лет // Подземные воды Востока России: материалы 22-го Всерос. совещ. с междунар. участием по подземным водам Сибири и Дальнего Востока (Новосибирск, 18–22 июня 2018 г.). Новосибирск, 2018, с. 218–222.

40. Корейша М. М. Закономерности развития наземных льдов в условиях резко континентального климата. Автореф. Дисс. ... докт. геогр. наук. – М., 1986. – 45 с.

41. Корейша М.М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята // Гляциология. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – № 11. – 170 с.

42. Королев Ю.Б. Картографирование растительного покрова в связи с оценкой его гидрологической роли (на примере Верхней Колымы). Дис. ... канд. биол. наук. Институт биологических проблем Севера ДВО РАН, Магадан, 1984, 231 с.

43. Кузнецов А.С. Условия формирования дождевых паводков на реках бассейна Верхней Колымы. Магадан, ФОЛ КУГМС, 1966, 201 с.

44. Кузнецов А.С., Насыбулин Ш.С., Ипатьева А.И. Первые результаты исследования водного баланса на реках бассейна Верхней Колымы // Сборник работ Магаданской гидрометеорологической обсерватории. Вып. 2, КУГМС, Магадан, 1969, с. 98-121

45. Кучмент, Л.С., Гельфан, А.Н, Демидов, А.И. Модель формирования стока на водосборах зоны многолетней мерзлоты (на примере верхней Колымы) // Водные ресурсы, 2000. том 27, №4. – С.435-444

46. Кузнецов А. С. Наледи и полыньи на Северо-Востоке СССР // Сб. работ по гидрологии. Л., Гидрометеиздат, 1962, № 2, с. 72–86 (Карта наледей Магаданской области).

47. Лебедева Л.С., Макарьева О.М. Пространственная неоднородность элементов водного баланса в горных водосборах Северо-Востока России (на примере Колымской водно-балансовой станции) // Метеорология и гидрология, 2017, №4, С.90-101

48. Лебедева Л.С., Семенова О.М., Виноградова Т.А. Расчет глубины сезонно-талого слоя в условиях различных ландшафтов Колымской водно-балансовой станции в задаче гидрологического моделирования. Часть 2 // Криосфера Земли 19 (2), 2015. – С.35–44.

49. Лебедева Л.С. Формирование речного стока в зоне многолетней мерзлоты Восточной Сибири. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, Якутск, 2018, 24 с.

50. Лебедева Л.С., Макарьева О.М., Виноградова Т.А. Пространственная неоднородность элементов водного баланса в горных водосборах Северо-Востока России (на примере Колымской водно-балансовой станции) // Метеорология и гидрология, 2017, №4, с. 90–101.

51. Лебедева Л.С., Семенова О.М., Виноградова Т.А. Расчет глубины сезонно-талого слоя в условиях различных ландшафтов Колымской водно-балансовой станции в задаче гидрологического моделирования. Часть 2 // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 2, с. 35–44.

52. Лебедев В.М. Стационарные наблюдения за наледью в бассейне р. Анмангында // Сб. работ Магаданской гидрометеорологической обсерватории. Магадан, 1969. Вып. 2. С. 122–138.

53. Лебедев В., Ипатьева А. Анмангындинская наледь, ее режим и роль в водном балансе речного бассейна // Труды ДВНИГМИ. 84. Гидрологические исследования и прогнозы. Ленинград: Гидрометеоиздат. 1980. С. 86-93.

54. Макарьева О.М., Нестерова Н.В., Лебедева Л.С., Виноградова Т.А. Моделирование процессов формирования стока рек высокогорной криолитозоны Восточной Сибири (на примере хребта Сунтар-Хаята) // География и природные ресурсы, 2019, № 1, с. 178–186.

55. Макарьева О.М., Нестерова Н.В., Ямпольский Г.П., Кудымова Е.Ю., Осташов А.А., Колупаева А.Д. Оценка максимальных расходов воды различной обеспеченности неизученной горной реки Хемчик (Республика Тыва) на основе методов математического моделирования // Инженерные изыскания, 2019 № 2, с. 36–51.

56. Макарьева О.М., Нестерова Н.В., Бельдиман И.Н., Лебедева Л.С. Актуальные проблемы гидрологических расчетов в арктической зоне Российской Федерации и сопредельных территориях распространения многолетней мерзлоты // Проблемы Арктики и Антарктики, 2018, т. 64. № 1 (115), с. 101–118.

57. Материалы наблюдений КВБС 1948-1990 гг. – Магадан: Колымское УГКС. 1959-1991. Вып. 1-34

58. Миддендорф А. Ф. Путешествие на Север и Восток Сибири. Ч. I. Север и Восток в естественно-историческом отношении. Отдел III. Климат Сибири. – СПб., 1862. (Разделы: «Наледи и ледяные долины» – с. 414-428; «Географическое распространение ледяной почвы» – с. 466-477).

59. Михайлов В.М. Пойменные талики Северо-Востока России. Новосибирск, Акад. изд-во "Гео", 2013, 176 с.

60. Михайлюкова П.Г., Шихов А.Н., Макарьева О.М. Картографирование негативного воздействия золотодобывающих предприятий на природную среду криолитозоны по спутниковым данным (на примере Магаданской области). Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2022. (принята в печать)

61. Некрасов И. А., Романовский Н. Н., Климовский И. В., Шейнкман В. С. Роль наледей в морфологии ледниковых долин хребта Черского // Гидрогеологические исследования криолитозоны. – Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1976. – С. 83-82.

62. Обязов В.А., Смахтин В.К. Влияние изменений климата на речной сток в зимний период в Забайкалье // Метеорология и гидрология. 2013. №7. С. 95-102.

63. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, т. 1 и т. 2. — Росгидромет, М., 2008. URL: <http://climate2008.igse.ru>

64. Папернов И. М. Генетические особенности наледей и расчет потенциальной наледности в горных районах Северо-Востока СССР // Сб. работ Магаданской ГМО. – Магадан, 1970. – Вып. 3. – С. 74-94.

65. Паромов В.В., Шантыкова Л.Н. Изменение характеристик ледового режима рек бассейна Верхнего Енисея. //Лед и снег. 2010. Вып. 2. С. 102-106.

66. Пигузова В.М., Щебренева Н. А. К методике изучения подземного питания рек районов распространения многолетнемерзлых пород // Труды ГГИ. – 1966. – Вып.133. – С.74-81.

67. Петров В. Г. Наледи на Амуро-Якутской магистрали. Л., Изд-во АН СССР и Науч.-исслед. автодорожного ин-та НКПС СССР, 1930, 177 с.

68. Подъяконов С.А. Наледи Восточной Сибири и причины их возникновения // Изв. РГО. – 1903. – Т. XXXIX. – С. 305-337.

69. Порфирьев Б.Н., Елисеев Д.О., Стрелецкий Д.А. (2019). Экономическая оценка последствий деградации вечной мерзлоты под влиянием изменений климата для устойчивости дорожной инфраструктуры в российской Арктике. Вестник российской академии наук. 89. 1228-1239. 10.31857/S0869-587389121228-1239.

70. Пугачев А. А., Тихменев Е. А. Показатели динамики растительной массы в тундролесьях крайнего Северо-Востока России // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. – 2014. -Т. 16, № 1-6. с. 1809-1814

71. Рейнюк И.Т. Конденсация в деятельном слое вечной мерзлоты // Тр. ВНИИ 1, вып. 13 (мерзлотоведение). Магадан, 1959а, с. 1-24.

72. Рожина М.С., Гулый С.А. Влияние температуры воздуха на глубину сезонного протаивания и промерзания в зоне прерывистого распространения мерзлоты Магаданской области // Материалы Шестой конференции

геокриологов России (МГУ имени М. В. Ломоносова, 14 -17 июня 2022 г.).
Москва, 2022. 553-558 с.

73.

74. Романовский Н. Н. Подземные воды криолитозоны. – М.: Изд-во МГУ, 1983. – 231 с. (Наледи как характерные проявления подземных вод криолитозоны – с. 81-133).

75. Соколов Б. Л. Наледи и речной сток. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 190 с.

76. Соколов Б. Л., Саркисян В. О. Подземное питание горных рек. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 239 с. (О наледях – с. 153-184).

77. Соколов Б. Л., Алексеев В. Р., Марков М. Л., Колотаев В. И. Исследование наледей и наледных процессов в СССР (основные итоги и перспективы) // Материалы гляциологических исследований. – 1989. – Вып. 67. – С. 3-15.

78. Сумгин М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. – Владивосток, 1927. – 372 с. (О наледях – с. 266-284, 346, 348).

79. Сушанский, С.И. История создания, методы, объекты и некоторые результаты исследований Колымской водно-балансовой станции // Факторы формирования общего стока малых горных рек в Субарктике (по материалам Колымской водно-балансовой станции). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. – С.18-35

80. Тихменёв П. Е. Особенности сукцессионных процессов на нарушенных землях бассейна р. Колымы // Природно-ресурсный потенциал, экология и устойчивое развитие регионов России: сб. ст. VI Междунар. науч.-практ. конф. Пенза : РИО ПГСХА, 2008. С. 273-275.

81. Толстихин О. Н. Наледи // Гидрогеология СССР. Том XX. Якутская АССР. – М.: Недра, 1970в. – С. 61-76.

82. Толстихин О. Н. О возможности использования площадей наледей для ориентировочной оценки ресурсов подземных вод (на примере Верхояно-Колымской складчатой области) // Методика гидрогеологических

исследований и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. – М.: Наука, 1966. – С. 74-88.

83. Толстихин О. Н. Наледи и подземные воды Северо-востока СССР // Изучение и охрана водных ресурсов. – М.: Наука, 1975. – 18 с.

84. Толстихин О. Н. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР. – Новосибирск: Наука (Сиб. отд-ние), 1974. – 164 с.

85. Швецов П. Ф. Подземные воды Верхоянско-Колымской горноскладчатой области и особенности их проявления, связанные с низкотемпературной вечной мерзлотой. – М.: Изд-во АН СССР, 1951. – 279 с.

86. Шепелев В. В. Родниковые воды Якутии. – Якутск: Кн. изд-во, 1987. – 128 с.

87. Шепелев В. В. Формирование и режим наледей Восточной Якутии. Автореф. Дисс... канд. геол.-мин. наук. – Л., 1972. – 20 с.

88. Anisimov O, Kokorev V and Zhil'tsova Y (2013) Temporal and spatial patterns of modern climatic warming: case study of Northern Eurasia *Clim. Change*. 118, p. 871-83

89. Badina, S.; Pankratov, A. Assessment of the Impacts of Climate Change on the Russian Arctic Economy (including the Energy Industry). *Energies* 2022, 15, 2849. <https://doi.org/10.3390/en15082849>

90. Badina, Svetlana; Pankratov, Aleksey. (2022). Approaches to assessing the effects of climate warming on the Arctic economy. *Theoretical and practical aspects of Management*. 2022. 97-115. 10.46486/0234-4505-2022-01-97-115.

91. Beltaos S., Prowse T. River-ice hydrology in a shrinking cryosphere // *Hydrological Processes*. 2009. 23(1). P. 122–144. doi:10.1002/hyp.7165

92. Cooley S. W., Pavelsky T. M. Spatial and temporal patterns in Arctic river ice breakup revealed by automated ice detection from MODIS imagery // *Remote Sensing of Environment*, 2016, 175. P. 310–322. doi:10.1016/j.rse.2016.01.00

93. Gagarin, L., Wu, Q., Melnikov, A.; Volgusheva, N., Tananaev, N., Jin, H., Zhang, Z., Zhizhin, V. Morphometric Analysis of Groundwater Icings:

94. Kattsov V et al 2017 Social-economic Development of the Russian Arctic in the Context of Global Climate Change (Nauchnie Consultant

95. Magnuson J. J., Robertson D. M., Benson B. J., Wynne R. H., Livingstone D. M., Arai T., Assel R. A., Barry R. G., Card V., Kuusisto E., Granin N. G., Prowse T. D., Stewart K. M., Vuglinsky V. S. Historical trends in lake and river cover in the Northern Hemisphere // Science. 2000. 289. P.1743–1746

96. Makarieva O., Nesterova N., Lebedeva L., Sushansky S. Water balance and hydrology research in a mountainous permafrost watershed in upland streams of the Kolyma River, Russia: a database from the Kolyma Water-Balance Station, 1948–1997 // Earth Syst. Sci. Data, 2018, vol. 10, p. 689–710.

97. Makarieva O., Nesterova N., Lebedeva L., Sushansky S. Water-balance and hydrology database for a mountainous permafrost watershed in the up-streams of the Kolyma River, Russia – the Kolyma Water-Balance Station, 1948-1997. PANGAEA, 2017, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.88173>

98. Makarieva O., Nesterova N., Post D.A., Sherstyukov A., Lebedeva L. Warming temperatures are impacting the hydrometeorological regime of Russian rivers in the zone of continuous permafrost // The Cryosphere, 2019, vol. 13, p. 1635–1659.

99. McCartney S.E., Carey S.K., Pomeroy J.W. Intra-basin variability of snowmelt water balance calculations in a subarctic catchment // Hydrological Processes, 2006, vol. 20, No 4, p. 1001–1016.

100. Melnikov, V. P., Osipov, V. I., Brouchkov, A. V., Falaleeva, A. A., Badina, S. V., Zheleznyak, M. N., et al. (2022). Climate Warming and Permafrost Thaw in the Russian Arctic: Potential Economic Impacts on Public Infrastructure by 2050. Nat. Hazards 112, 231–251. doi:10.1007/s11069-021-05179-

101. Mullan, D., Swindles, G., Patterson, T., Galloway, J., Macumber, A., Falck, H., Crossley, L., Chen, J., Pisaric, M. Climate change and the long-term

viability of the World's busiest heavy haul ice road // *Theoretical and Applied Climatology*, 2017, Volume 129, P. 1089–1108

102. Newton A. M. W., Mullan D. Climate change and Northern Hemisphere lake and river ice phenology // *The Cryosphere Discuss.*, 2020. <https://doi.org/10.5194/tc-2020-172>, in review,

103. Pomeroy J., Gray D., Brown T. et al. The cold regions hydrological model: a platform for basing process representation and model structure on physical evidence // *Hydrol. Processes*, 2007, vol. 21, p. 2650–2667.

104. Pomeroy J.W., Essery R.H., Toth B. Implications of spatial distributions of snow mass and melt rate for snow-cover depletion: observations in a subarctic mountain catchment // *Ann Glaciol*, 2004, No. 38, p.195–201.

105. Quinton W.L., Hayashi M., Chasmer L.E. Permafrost-thaw-induced land-cover change in the Canadian subarctic: Implications for water resources // *Hydrol. Processes*, 2011, vol. 25, No. 1, p. 152–158.

106. Semenova, O., Lebedeva, L., Vinogradov, Yu. Simulation of subsurface heat and water dynamics, and runoff generation in mountainous permafrost conditions, in the Upper Kolyma River basin, Russia // *Hydrogeology Journal*, 21(1), 2013. – P.107-119 DOI:10.1007/s10040-012-0936-1

107. Shiklomanov A., Lammers R. River ice responses to a warming Arctic - Recent evidence from Russian rivers // *Environmental Research Letters*, 2014, 9. 10.1088/1748-9326/9/3/035008

108. Shmakin, A. B. The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS influenced improvements. *Glob. Plan. Change*, 1998, 19, 49-62.

109. Slaughter C.W., Billelo M.A. Kolyma Water Balance Station, Magadan oblast, Northeast U.S.S.R.: United Station - Soviet Scientific Exchange Visit, Special Report 77-155, Army Gold Regions Research and Engineering Laboratory. Hanover, 1977. 66 p.

110. Tananaev N.I., Makarieva O.M., Lebedeva L.S. Trends in annual and extreme flows in the Lena River basin, Northern Eurasia // *Geophys. Res. Lett.*, 2016, vol. 43, p. 10,764–10,772.

111. Vinogradov Yu. B., Semenova O. M., Vinogradova T.A. An approach to the scaling problem in hydrological modelling: the deterministic modelling hydrological system // *Hydrol. Processes*, 2011, vol. 25, p.1055–1073.
112. Walvoord M. A., Kurylyk B. L. Hydrologic impacts of thawing permafrost – a review // *Vadose Zone J.*, 2016, vol. 15, doi.org/10.2136/vzj2016.01.0010
113. Walvoord M. A., Voss C. I., Wellman T. P. Influence of permafrost distribution on groundwater flow in the context of climate-driven permafrost thaw: Example from Yukon Flats Basin, Alaska, United States // *Water Resources Research*, 2012, 48, W07524, <https://doi.org/10.1029/2011WR011595>.
114. Walvoord M., Striegl R. Increased groundwater to stream discharge from permafrost thawing in the Yukon River basin: Potential impacts on lateral export of carbon and nitrogen // *Geophysical Research Letters*, 2007, 34
115. Yang D., Shi X., Marsh P. Variability and extreme of Mackenzie River daily discharge during 1973–2011 // *Quatern. Int.*, 2015, 380–381, P. 159–168, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.023>
116. Yoshikawa K., Hinzman L.D. Shrinking thermokarst ponds and groundwater dynamics in discontinuous permafrost near council, Alaska // *Permafrost Periglac Process*, 2003, 14(2), P. 151-160
117. Zhuravin S. Features of water balance for small mountainous basins in East Siberia: Kolyma Water Balance Station case study. IAHS Publ 290, IAHS, Wallingford, UK, 2004, pp 28–40