

РОЛЬ ТЕРРЕЙНОВОЙ ТЕКТониКИ В ФОРМИРОВАНИИ ПОДЗЕМНОГО СТОКА ЗОНЫ АКТИВНОГО ВОДООБМЕНА В ДОЛИНАХ ГОРНЫХ РЕК КРИОЛИТОЗОНЫ

В.Е. Глотов, Л.П. Глотова

Северо-Восточный комплексный НИИ ДВО РАН, Портовая 16, г. Магадан, e-mail: glotova@neisri.ru

Поступила в редакцию 18 февраля 2009 г.

Впервые выявлена роль геологической истории водосборных площадей в формировании стока подземных вод зоны активного водообмена, на основе многолетних наблюдений на реках бассейна Верхней Колымы в осенне-зимнюю межень, когда питание рек осуществляется исключительно за счет подземных вод. Анализ всех данных позволил выявить характерные временные отрезки в осенне-зимней межени. В сентябре в питании рек преимущественное место занимают воды сезонно-талого слоя, в январе – надмерзлотных, а в тридцатисуточный период минимального стока в непромерзающих водотоках – сквозных таликов. Количественные значения подземного стока, выраженные в его модуле в этот период, отражают обводненность зоны активного водообмена. Установлено, что она наименьшая в пределах Иньяли-Дебинского синклинали, осадочные породы которого накапливались в условиях глубоководного трога. Последующее их преобразование происходило в ходе субдукционно-аккреционных и сдвиговых напряжений. В Аян-Юряхском антиклинории водообильность пород в зоне активного водообмена значительно выше, хотя осадочные формации в позднем палеозое и раннем мезозое накапливались здесь также в условиях глубоководного трога, однако последующая их история связана с воздыманием антиклинории. Максимально обводнена зона активного водообмена в Омудевском террейне, в сложении которого участвуют палеозойские терригенно-карбонатные и карбонатные формации. Гидрогеологические различия террейнов могут быть геоэкологически значимыми.

Ключевые слова: криолитозона, горные районы, террейны, поверхностный сток, подземные воды, зона активного водообмена, бассейн р. Колымы, Северо-Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия идеи террейновой тектоники получили признание во многих направлениях геологии, хотя в гидрогеологии ее положения связывают в основном с проблемами формирования подземных вод в глубинных зонах земной коры [9, 13, 17]. Вместе с тем, А.И. Ханчук с соавторами [3] считают террейном или тектоно-стратиграфическим террейном блок земной коры, ограниченный разломами и отличающийся от смежных с ним блоков (террейнов) своей геологической историей, литолого-стратиграфическими комплексами, особенностями проявлений деформаций, магматизма и метаморфизма. В соответствии с данным определением террейны должны характеризоваться специфическими гидрогеологическими условиями не только в глубоких горизонтах земной коры, но и

в приповерхностных – в зоне активного водообмена.

Цель настоящей статьи – выявить реальные гидрогеологические отличия террейнов на примере сезонных изменений важнейшего показателя водообмена в земных недрах – величины питания рек подземными водами. В данном случае подземный сток в реки является интегральным показателем емкостных и фильтрационных свойств пород в зоне активного и частично затрудненного водообмена.

Методы исследований включали изучение и анализ данных полевых авторских работ, многолетних наблюдений на гидрометрических постах, опубликованных в ряде справочников [12, 14–16], а также фондовых материалов.

Объектом исследований выбрана территория водосборной площади бассейна верхнего течения

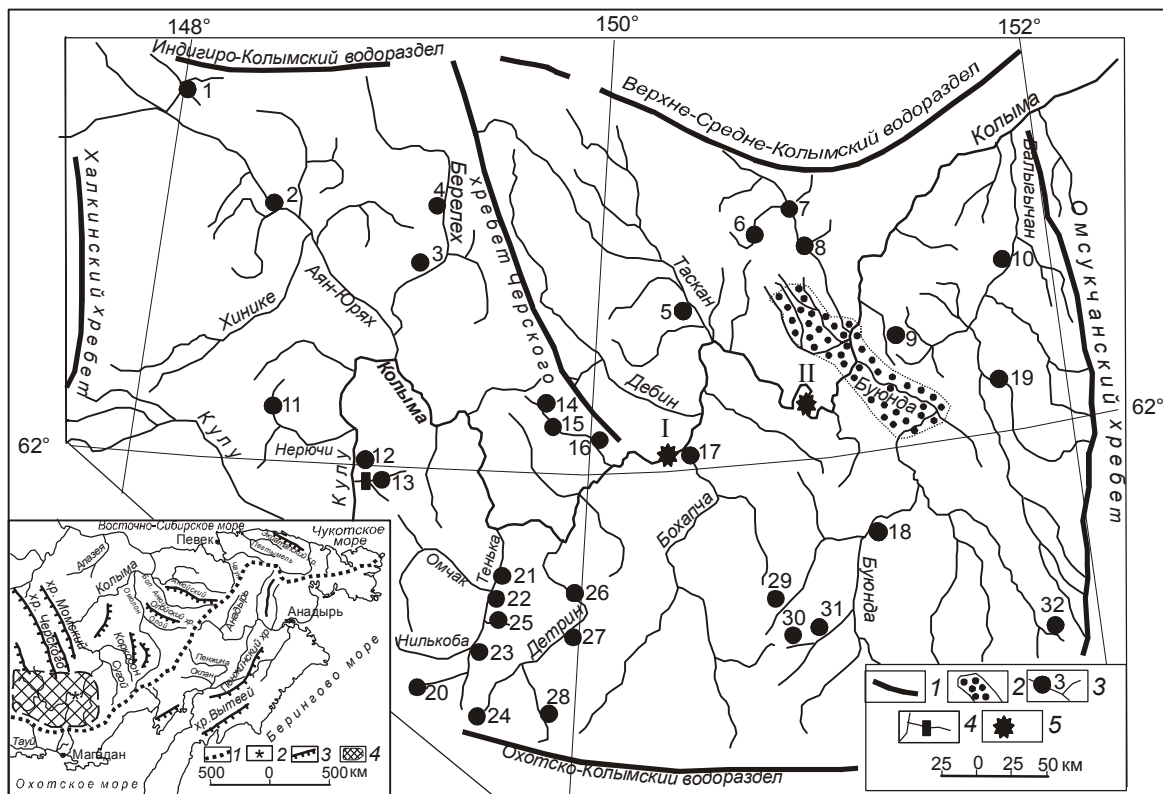


Рис. 1. Орографическая схема Верхней Колымы.

1 – водоразделы, 2 – Сеймчано-Буондинская впадина, 3 – гидрометеопосты и их номера в таблицах, 4 – Колымская воднобалансовая станция, 5 – плотины действующей Колымской (I) и строящейся Усть-Среднеканской (II) гидроэлектростанций. На врезке: 1 – главный водораздел, 2 – Колымская ГЭС, 3 – горные хребты, 4 – рассматриваемая территория.

р. Колымы (Верхняя Колыма) по замыкающему створу “р. Колыма – устье р. Балыгычан”. В географическом отношении данная территория площадью около 150 тыс. км² ограничена с юга хребтами Охотско-Колымского водораздела, с востока – Омсукчанским хребтом, с севера и запада – хребтами и горами Колымско-Индигирского и внутреннего Верхне-Средне-Колымского водоразделов (рис. 1). Абсолютные отметки на водоразделах обычно менее 2100 м, одинокие пики выше этой отметки.

Орографически площадь Верхней Колымы является нагорьем с абсолютными отметками не более 1500 м и относительными превышениями 400–500 м. Крутизна склонов северных экспозиций более 25–35°, южных – менее 25°. Часто водоразделы округлые или плоские. На участках развития интрузивных пород рельеф альпинотипный, средне- и высокогорный, абсолютные отметки достигают 1800–2200 м.

Холмистый рельеф свойственен межгорным впадинам и долинам рек 7-го и больших порядков (по Р. Хортону). Суммарная площадь таких низин не более 10 % общей территории исследований.

Климат Верхней Колымы резко континентальный, с длительным (7 и более мес.) холодным периодом года, когда среднесуточная температура воздуха ниже 0°C. Средняя зимняя температура колеблется от -21.7°C (пос. Хатыннах) до -27.8°C (пос. Аркагала). Абсолютный минимум равен -66°C (пос. Эльген).

Теплый период года (май–сентябрь) характеризуется среднесуточной температурой воздуха выше 0°C. Средняя температура за теплый период меняется в пределах от 5.4°C (пос. Бутугычаг) до 9.7°C (пос. Эльген). Абсолютный максимум составляет +35°C. Среднегодовая температура воздуха – от -9.5°C (пос. Хатыннах) до -13.7°C (пос. Берелех). Среднее годовое количество осадков – от 267 мм (пос. Аркагала) до 453 мм (пос. Оротукан) [18]. Поскольку в теплый период года величины среднемноголетнего слоя жидких осадков по площади разнятся незначительно (например, в пос. Аркагала – 202 мм, а в пос. Оротукан – 233 мм), климатическая зональность проявляется преимущественно в распределении осадков в виде снега. Наибольшее их количество выпадает во внутреннем районе – на площади Сеймчано-Буондинс-

Таблица 1. Вертикальная дифференциация климата на водосборной площади руч. Контактный [20].

Абс. отметка, м	Средняя температура воздуха, °С			Средняя продолжительность безморозного периода, дн.	Количество осадков, мм		
	годовая	январь–февраль	июль–август		за год	октябрь–май	июль–сентябрь
670	-11.9	-36	13	135	271	98	173
848	-11.8	-33	11	128	298	105	193
1220	-10.6	-28	10	118	329	118	211

кой впадины и прилегающих к ней горных обрамлениях, наименьшее – на западных и северо-западных участках. В пределах конкретных площадей в речных долинах осадков, преимущественно в виде снега, выпадает меньше, а температура воздуха здесь в теплое время года и среднегодовая больше, чем на приводораздельных участках.

Учитывая гидрологическую и гидрогеологическую важность высотной климатической поясности, в табл. 1 приведены средние значения температуры воздуха и количества осадков в пределах одной долины, но на разных высотных отметках.

В формировании водного стока большую роль играют климатические особенности основных сезонов года. По Н.К. Клюкину [10], холодный период года включает:

- *предзимье* (октябрь), когда радиационный баланс земной поверхности переходит к отрицательным значениям, перемерзает почвенный слой, устанавливается снежный покров, наблюдаются ледовые явления на реках и озерах;

- *зима* (с ноября по 2-ю декаду марта) характеризуется сильными морозами, отрицательным радиационным балансом, нарастанием толщины наледей;

- *предвесенье* (с 3 декады марта по апрель) имеет отрицательный, но близкий к 0, радиационный баланс, сильные ночные морозы, днем на склонах южной экспозиции появляются проталины, заканчивается нарастание наледей, ледовый покров сохраняет устойчивость.

Теплый период года включает сезоны:

- *весна* (май) отличается тем, что радиационный баланс переходит к положительным значениям, но невелик (2–4 ккал/см²·мес); начинается интенсивное таяние снежного покрова, открывается сток в перемерзавших реках и вскрываются неперемерзающие;

- *лето* (с июня по 2-ю декаду августа) характеризуется положительным радиационным балансом (до 6–8 ккал/см²·мес), почти все снежники в горах и наледи в речных долинах растаивают;

- *осень* (с 3-й декады августа по сентябрь) отличается снижением радиационного баланса до 0 при

положительных его значениях, обычны ночные заморозки, осадки выпадают в виде дождя и снега, как правило, до 2-й декады сентября. На реках и озерах к концу сезона образуются забереги, шуга.

По гидрометрическим показателям в теплый период года происходят половодья, паводки, летняя и летне-осенняя межени. В холодный период – зимняя межень.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Геологические особенности изучаемой территории определяются наличием здесь нескольких террейнов, вулканогенных покровов, интрузивных массивов, глубинных разломов и межгорных впадин кайнозойского возраста [3].

Омулевский террейн сложен карбонатными и терригенно-карбонатными толщами нижнего-среднего палеозоя. В качестве особого структурного подразделения выделяется Сударский субтеррейн, для которого характерны фаменско-ранне триасовые глубоководные отложения, катагенетическая преобразованность которых не выходит за пределы поздней стадии мезокатагенеза–начала апокатагенеза (МК–АК₁) [8].

Куларо-Нерский террейн сложен турбититами пермского, триасового и юрского возраста. По комплексу структурно-формационных признаков на изучаемой территории в Куларо-Нерском террейне выделены Иньяли-Дебинский синклиорий и Аян-Юрхский антиклиорий, разделенные Чай-Юрхским глубинным разломом.

В осевой части Иньяли-Дебинского синклиория развиты средне- и верхнеюрские терригенные образования (алевролиты, глинистые сланцы, песчаники), а крылья сложены литологически сходными образованиями нижней юры и верхнего триаса. Для синклиория характерны мелкие линейные складки с крутыми (50–80°) крыльями, часты зоны с наклонными, либо опрокинутыми осевыми плоскостями. В северо-восточном крыле широко развиты надвиги. Осадочные породы испытывали региональный метаморфизм начальных ступеней зеленосланцевой фации [4, 24]. Синклиорию свойственна исключитель-

ная насыщенность интрузивными образованиями, резкая дифференцированность формационного ряда выполняющих триасово-юрских отложений.

В тектоническом и формационном отношении своеобразна юго-восточная часть Иньяли-Дебинского синклинория, которая разветвляется на системы складок, разбитые многочисленными разломами. В сложении этой части синклинория большую роль играют туфовые горизонты.

Аян-Юрхский антиклинорий в осевой части сложен пермскими породами, на крыльях развиты нижнетриасовые и карнийские отложения. Антиклинорий представляет собой область развития интенсивной линейной складчатости, рассечен значительным количеством разломов, прорван крупными телами адемеллитов и гранодиоритов.

В последние годы установлено [2], что разные типы пермских пород антиклинория подвержены пластическому течению – кливажу. Породы триаса процессами пластического течения горных пород не затронуты. Этот факт может иметь важное структурно-гидрогеологическое значение.

Верхоянский прогиб сложен терригенными и карбонатными породами от рифея до раннего мезозоя, сформированными в обстановке пассивной окраины Северо-Азиатского кратона.

Вилигинский террейн по сложной системе надвигов и сдвигов граничит с Куларо-Нерским. Юго-восточная и южная части террейна перекрыты вулканогенными комплексами охотской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Характеризуемый террейн в бассейне Верхней Колымы представлен Буюндино-Балыгычанским районом пологих дислокаций, отличающимся слабо наклонным до горизонтального залеганием пермских, триасовых и юрских терригенных отложений. Залегание пород лишь местами осложнено брахиморфными складками с углами наклона крыльев до 15–20°. Выделяются куполовидные изометричные поднятия и впадины. В большинстве случаев впадины осложнены разломами, к которым приурочены крупные интрузии гранитоидного и диоритового состава [4].

Структурные особенности Вилигинского террейна объясняются тем, что накопление и преобразование осадков происходило в задуговом бассейне на пассивной окраине Омолонского микроконтинента.

В изучаемую площадь входит фрагмент пассивной окраины, который установлен в верховьях р. Кулу. Он сложен терригенными породами верхнего палеозоя, нижнего и среднего триаса. В низах разреза залегают карбонатные породы, чередующиеся с глу-

боководными глинисто-кремнистыми осадками. Выше, в перми и триасе возрастает количество песчаников, появляются конгломераты, слои с растительными остатками. В пределах бассейна Верхней Колымы описываемые отложения собраны в пологие складки, разделенные разломами. В приразломных участках складчатые дислокации напряженные, поэтому общая структура колымского фрагмента Верхоянской пассивной окраины складчато-блоковая [4].

Вулканогенные комплексы охотской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) наложены на мезозоиды Вилигинского террейна и Верхоянской пассивной окраины. По В.Ф. Белому [1], эти комплексы слагают внешнюю зону пояса. В их составе преобладают лавы и туфы кислого состава мелового возраста. Есть поля палеогеновых базальтов. Широко развиты разломы, гранодиоритовые и гранитные интрузии.

Наложённые впадины – постаккреционные, обычно приурочены к зонам глубинных долгоживущих разломов. Во внутренних районах бассейна Верхней Колымы находятся впадины как кайнозойского, так и мезозойского возраста. К последним относятся Верхне- и Нижнеаркагалинская. К водоразделу бассейна Верхней Колымы с другими речными системами приурочены впадины Момантайская, Верхнеберелехская, Верхненерская и другие. Они образовались в неоген-четвертичное время. Мощность осадочного чехла – до 500–600 м. Рыхлые отложения имеют озерно-аллювиальное, ледниковое и водно-ледниковое происхождение. Площадь отдельных впадин не превышает 500 км², суммарная не более 5–6 тыс. км². Несмотря на незначительность своей площади, приводораздельные наложенные впадины играют важную роль как очаги питания подземных вод на площади Верхней Колымы [6, 7].

Мерзлотно-гидрогеологические условия Верхней Колымы достаточно детально освещены в [5]. За прошедшие десятилетия получены новые данные о подземных водах территории, но принципиальных изменений в сложившиеся представления они не внесли. В работе [25] на нашей территории выделена система гидрогеологических массивов, адмассивов, артезианских бассейнов и вулканогенных супербассейнов со сплошным распространением толщи многолетнемерзлых пород (ТММП), мощность которой больше глубины распространения гипергенной трещиноватости. По данным бурения скважин, как на водоразделах, так и в речных долинах, можно судить, что подошва ТММП на водоразделах находится на глубинах 300–500 м. У подножий мощность ТММП сокращается до 150–180 м, а в днищах речных до-

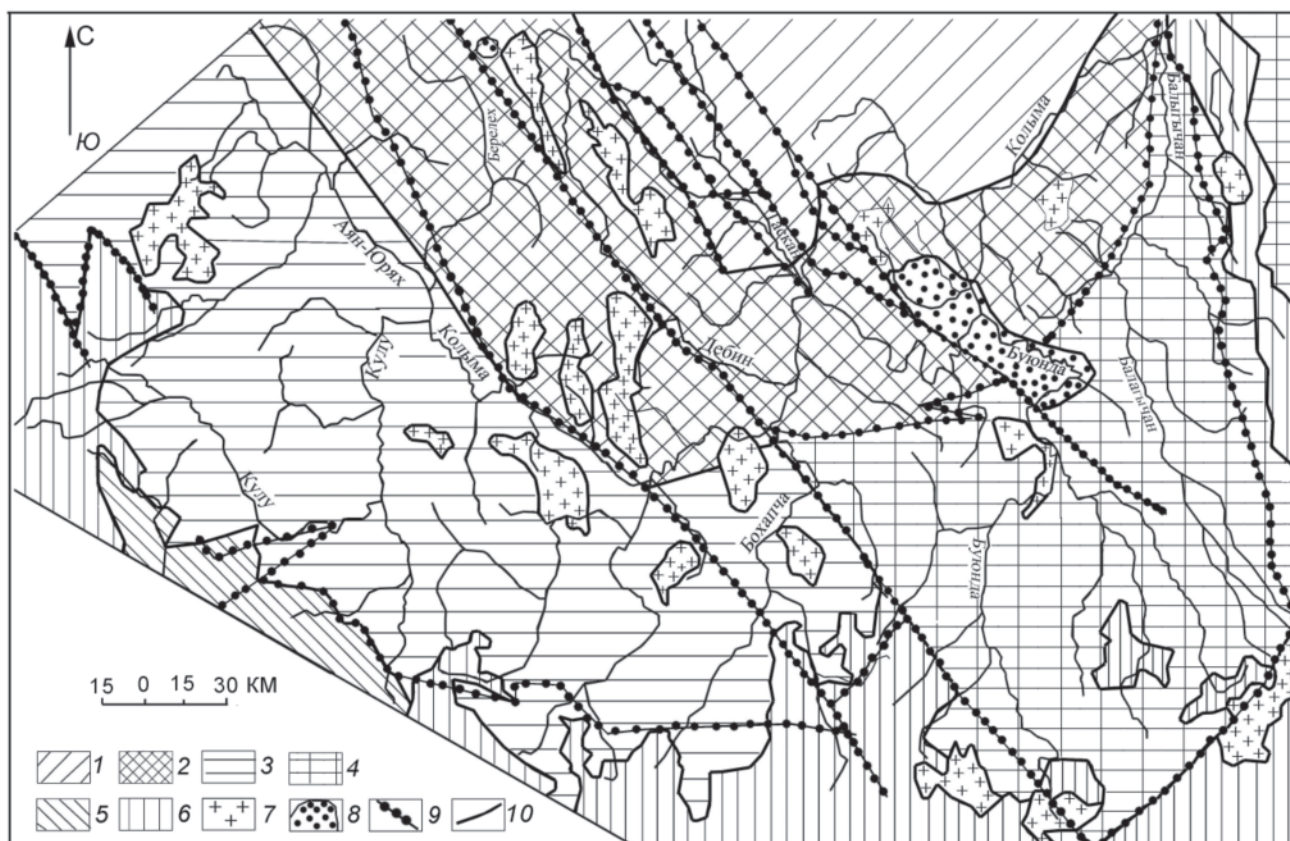


Рис. 2. Структурно-гидрогеологическая схема Верхней Колымы (геологическая основа – по А.И. Ханчуку и др. [3]).

1 – система гидрогеологических массивов и артезианских бассейнов Омудевского террейна; 2–3 – система гидрогеологических массивов, адмассивов, артезианских бассейнов Куларо-Нерского террейна, в том числе: 2 – Иньяли-Дебинского синклинория, 3 – Аян-Юрхского антиклинория, 4–5 – система гидрогеологических массивов, адмассивов, адбассейнов, вулканогенных супербассейнов, артезианских бассейнов; 4 – Вилигинского террейна, 5 – Верхоянского прогиба; 6 – система гидрогеологических массивов, вулканогенных супербассейнов и малых артезианских бассейнов Охотско-Чукотского вулканогенно-плутоногенного пояса; 7 – гидрогеологические массивы на базе гранитных интрузий; 8 – малые артезианские бассейны с осадочным чехлом кайнозойского возраста; 9 – глубинные разломы; 10 – предполагаемые границы террейнов.

лин вблизи русла и под руслами малых рек и ручьев – до 100 м. На основе представлений В.В. Шепелева и О.Н. Толстихина мы составили схему гидрогеологического районирования Верхней Колымы с учетом террейновой тектоники (рис. 2).

По отношению к ТММП выделяют следующие воды: надмерзлотные, подмерзлотные, сквозных таликов и внутримерзлотные. Из-за повсеместного перемерзания регионально развитой зоны гипергенной трещиноватости пород в формировании стока участвуют воды сезонно-талого слоя (СТС), надмерзлотных и сквозных таликов. Разумеется, активный водообмен охватывает и подмерзлотные воды массивов горных пород и участков разломов, прилегающих к сквозному талику. Однако, по многочисленным дан-

ными, наиболее водообильны трещиноватые породы в зонах разломов до глубины 180–200 м.

Предметом нашего исследования являются реки от 1-го до 8-го порядков. Наиболее крупная из рек – Колыма – в своем верхнем течении течет единым руслом шириной в среднем 200 м со средней скоростью 2.5–3 м/с, на порогах – до 4–5 м/с.

Отметим геолого-структурные особенности водосборных площадей наиболее крупных ее притоков.

Река Аян-Юрх 7-го порядка. Долина ее заложена по зоне разломов в осевой части Аян-Юрхского антиклинория. Крупнейший ее левый приток – р. Берелех – дренирует геологические структуры Иньяли-Дебинского синклинория. Правобережные притоки находятся в пределах указанного антиклинория.

Река Кулу 7-го порядка. Долина ее заложена вкост Аян-Юряхского антиклинория. Притоки верховьев дренируют геологические структуры Верхоянской пассивной окраины и вулканогенные комплексы охотской ветви ОЧВП. Основная часть водосборной площади принадлежит Аян-Юряхскому антиклинорию.

Слияние рек Аян-Юрях и Кулу образует р. Колыму. Ниже по течению наиболее значительные левые притоки – рр. Дебин, Таскан, Сеймчан. Первая дренирует осевую часть Иньяли-Дебинского синклинория, р. Таскан и р. Сеймчан – структуры Приколымского террейна, Сударского субтеррейна, частью в нижних течениях прилегающие к субтеррейну участки Иньяли-Дебинского синклинория.

Из правых притоков отметим р. Детрин, долина которой, как и долины ее притоков, заложена в Аян-Юряхском антиклинории.

Река Бохапча и ее притоки дренируют геологические структуры зоны сочленения Куларо-Нерского террейна с Вилигинским. Ниже устья р. Бохапчи долина Колымы пересекает Иньяли-Дебинский синклинорий, отделяя от него юго-восточную часть, которую дренируют рр. Оротукан, Среднекан и р. Буюнда в низовьях. Еще ниже по течению р. Колымы, после пересечения ею Сеймчано-Буюндинской впадины, в числе правых притоков, бассейны которых расположены в пределах юго-восточного окончания Иньяли-Дебинского синклинория, наиболее изучена р. Среднекан, в долине которой были открыты первые колымские россыпи золота. Крупные колымские притоки 7-го порядка – рр. Буюнда и Балыгычан – в верхнем и среднем течении дренируют большей частью геологические структуры Вилигинского террейна.

В целом водосборная площадь Верхней Колымы является естественной, ортографически обособленной территорией, отделенной от других речных систем отчетливо выраженными горными хребтами. Общее понижение отметок днищ речных долин и местных водоразделов направлено от водораздельных хребтов к Сеймчано-Буюндинской впадине. Эту региональную тенденцию не нарушает и хр. Сарычева, поскольку участки средне- и высокогорья в нем связаны только с гранитными массивами.

Несмотря на локальные различия, гидрологическому режиму рек свойственны общие черты. Все они имеют снежно-дождевое питание, составляющее 80 и более % годового объема стока. Другие виды питания (подземные воды зоны активного водообмена, таяния наледей, ледников, многолетних снежников) не превышают 20 %. Низка роль озер, поскольку заозеренность территории около 0.1. Установлено так-

же, что при средней высоте водосбора более 1300 м питание становится преимущественно снеговым [23].

В гидрогеологии и геокриологии Верхней Колымы, как и всего Северо-Востока России, большую роль играют ручьи, малые горные реки как местные базисы эрозии и регуляторы стока подземных вод. Среди них преобладают водотоки с уклонами 0,3–0,005 и площадью водосбора до 1000 км². Поверхностный сток в них существует с мая до начала ноября. Под руслами водотоков 3-го и больших порядков обычны надмерзлотные талики, ресурсы подземных вод в которых почти полностью срабатываются в первой половине холодного периода года. Возможны сквозные таликовые окна в местах пересечения рек с зонами тектонических разломов.

Средние горные реки имеют предельные уклоны русел порядка 0.005–0.001 и площади водосбора от 1000 до 8000 км². Под их руслами выработались устойчивые надмерзлотные талики, обводненные в течение всего холодного периода. На участках наследования руслом зоны трещиноватости активных тектонических разломов в средних и нижних течениях рек образуются сквозные таликовые щели. Поверхностный сток чаще всего прекращается в февралемарте. Реки или пересыхают, или перемерзают. При наличии под руслом сквозного водовыводящего талика возможен сток в течение всей зимней межени.

При площади водосбора более 8000 км² речной сток обычно существует весь холодный период года. Под руслами таких рек функционируют водоносные сквозные талики, водопоглощающие в верхнем течении и водовыводящие – в нижнем.

По результатам многолетних наблюдений на репрезентативной Колымской воднобалансовой станции, в осеннюю межень питание водотоков осуществляется преимущественно за счет срабатывания ресурсов подземных вод сезонно-талого слоя на водосборной площади горных водотоков. К этому времени прекращается таяние многолетних снежников и ледников, стаивают наледи, конденсация водяных паров, как и испарение с дневной поверхности, снижается до ничтожных значений [20]. Следовательно, можно считать, что в многолетнем плане речной сток за сентябрь отражает водность сезонно-талого слоя на горных склонах и в днищах речных долин [6, 7].

В предзимье и в первую половину зимнего сезона в питании рек значительную долю составляют воды надмерзлотных таликов. В это же время происходит массовое развитие наледей [21], интенсивное нарастание ледового покрова на реках с зимним стоком. К концу декабря толщина ледового покрова достигает 76 % от наибольшей средней за многолетний

период наблюдений [12]. К началу января наледообразование в долинах ручьев и малых горных водотоков в основном прекращается из-за снижения уровня подземных вод в таликах ниже поверхности русла, поэтому можно констатировать, что речной сток в январе характеризует в основном водность устойчивых надмерзлотных таликов, уровень воды в которых выше поверхности русла.

В предвесенье интенсивность нарастания наледей резко сокращается, практически прекращается и нарастание ледового покрова на непромерзающих реках. К этому времени существование поверхностного стока в малых и средних реках обязано разгрузке подземных вод сквозных таликов. В таких таликах сложился единый поток подземных вод в аллювиальных отложениях и трещиноватых коренных породах, питающий реки в конце холодного периода года. Поэтому минимум зимнего стока в непромерзающих реках в значительной степени определяется водообильностью сквозных таликов и, возможно, связанных с ними комплексов подмерзлотных водоносных зон трещиноватости. Ролью возможных поровых вод артезианских бассейнов мы пренебрегли из-за незначительности их объема.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ РЕЧНОГО СТОКА В ОСЕННЕ-ЗИМНЮЮ МЕЖЕНЬ

Исходя из особенностей питания рек и ручьев подземными водами в осеннюю и зимнюю межень, мы рассчитали наиболее представительный показатель зоны активного водообмена – модуль подземного стока по водотокам, гидрометрические наблюдения на которых проводились достаточно длительное время. В некоторых случаях, при отсутствии многолетних данных, приходилось использовать материалы наблюдений за несколько лет. Результаты расчетов, в соответствии с принадлежностью водосборной площади рек тому или иному террейну, приведены в таблицах 2–5. Отметим, что в них нет данных по рекам, долины которых были техногенно преобразованы при отработке россыпных месторождений золота от нижних течений до верховий, хотя гидрометрические работы на них велись непрерывно от 30 до 50 лет. К ним относятся реки Оротукан, Среднекан, Малый и Большой Ат-Урях, Чай-Урья, Омчак. Следует также учесть, что добыча россыпного золота затронула практически все изученные водотоки Верхней Колымы, но при суммарной длине техногенно нарушенной части долины менее 10 % от длины реки выше замыкающего створа мы относили такой водоток к группе с естественными показателями водного стока.

Анализируя полученные результаты, можно заметить, что водообильность сезонно-талого стока минимальна на площади Иньяли-Дебинского синклинория. Ресурсы подземных вод надмерзлотных и сквозных таликов недостаточны для питания поверхностного стока уже в начале зимнего сезона. Даже в зоне Чай-Урьянского глубинного разлома, к которому приурочена долина р. Дебин, модуль подземного стока в сентябре менее 11 л/с·км². Ни в одной реке на площади Иньяли-Дебинского синклинория в естественных условиях нет устойчивого водного стока в течение всей зимней межени. О наличии стока подземных вод в таликах свидетельствуют наледы и результаты гидрогеологических работ в руслах рек. По расчетам О.Н. Толстихина, модуль питания наледей в руслах рек на площади Иньяли-Дебинского синклинория, меняясь от 6.6 мм в бассейне р. Дебин до 23.8 мм в бассейне р. Берелех, является наименьшим в Верхне-Колымской наледной области [19].

На площади Аян-Юряхского антиклинория питание речных вод более благоприятно. Только в р. Аян-Юрях (пос. Эмтегей) средний многолетний модуль стока в сентябре составляет 8 л/с·км². Это объяснимо тем, что около 50 % его водосбора расположено в Иньяли-Дебинском синклинории. Для остальных водотоков СТС обеспечивает модуль стока более 11 л/с·км² (до 19.9 л/с·км²). Модуль питания наледей в руслах рек на площади Аян-Юряхского антиклинория – от 21.6 (р. Хинике) до 66.6 мм (р. Дудыкан).

В среднем водообильность пород в зоне активного водообмена на площади Иньяли-Дебинского синклинория примерно на 30 % меньше, чем на площади Аян-Юряхского антиклинория.

На площади Вилигинского террейна водоносность пород в зоне активного водообмена принимает средние значения между показателями подземного стока в реках на площади Иньяли-Дебинского синклинория и Аян-Юряхского антиклинория. Гидрогеологическое сходство проявляется и в величине модуля наледного питания, который в бассейнах рек Эльген и Буюнда равен 20 мм.

Недостаток материала не позволяет охарактеризовать особенности стока рек в осенне-зимнюю межень на площадях вулканогенных покровов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Омудевского террейна. Данные, которыми мы располагаем, позволяют считать, что водообильность СТС на площади распространения эффузивных покровов ОЧВП, карбонатных и карбонатно-терригенных пород Омудевского террейна достаточно высокая и, в сочетании с постоянством стока в зимнюю межень на изученных

Таблица 2. Средние многолетние показатели питания рек подземными водами в осенне-зимнюю межень на площади Куларо-Нерского антиклинория [12].

№№ на рис. 1	Водоток, замыкающий створ; площадь водосбора – F, км ² ; период наблюдений	Средняя высота водосбора, м	Средний модуль поверхностного стока за многолетний период, л/с·км ²		
			сентябрь	январь	за 30 сут. минимального зимнего стока
Иньяли-Дебинский синклиниорий					
4	Амбардах, пос. Тангара; F=135; 1945–1980 гг.	990	8.9	Нет стока с октября по апрель	
9	Аннушка, устье; F=22.8; 1969–1980 гг.	690	9.6	Нет стока с ноября по апрель	
3	Берелех, пос. Переправа; F=4980; 1956–1980 гг.	1200	8.6	Нет стока с декабря по апрель	
15	Дебин, устье р. Омчиханджа; F=1160; 1956–1980 гг.	950	10.6	Нет стока с декабря по май	
16	Дебин, пос. Беличан; F=3460; 1956–1980 гг.	880	10.3	0.01	Нет стока с января по апрель
1	Долгий, устье; F=316; 1947–1974 гг.	1160	6.1	Нет стока с декабря по апрель	
8	Листвяжный, 3 км от устья; F=15,6; 1945–1970 гг.	580	7.7	Нет стока с октября по апрель	
14	Неожиданный, устье; F=5.83; 1962–1975 гг.	810	8.6	Нет стока с октября по апрель	
Аян-Юряхский антиклинорий					
28	Анмангында, 159 км автотрассы, F=367; 1962–1980 гг.	1000	12.9	0.002	Стока нет с февраля по апрель
2	Аян-Юрях, пос. Эмтегей; F=9560; 1951–1980 гг.	1140	8	0.11	0.053
17	Бохапча, 5,4 км от устья; F=13600; 1934–1980 гг.	840	10.9	0.174	0.044
27	Детрин, устье руч. Омчук; F=3490; 1956–1980 гг.	920	14.1	0.35	0.14
26	Детрин, устье р. Вакханка; F=5630; 1938–1980 гг.	910	14.3	0.16	<0.001
13	Контактный Нижний; F=21.2; 1948–2000 гг.	1070	11	Стока нет с ноября по апрель	
12	Кулу, пост Кулу; F=10300; 1942–1980 гг.	1120	12.6	0.27	0.09
22	Нелькоба, пос. Нелькоба; F=2110; 1960–1980 гг.	980	15.2	0.114	0.004
11	Нерючи, 3,4 км ниже устья р. Хениканджа; F=825; 1942–1956 гг.	1180	11.2	0.2	0.053
21	Теньке, 2,2 км выше устья р. Нелькоба; F=1820; 1941–1980 гг.	930	11.8	0.031	0.004
25	Террасовый, устье руч. Подъемный; F=84; 1963–1975 гг.	950	11.8	Стока нет со второй декады ноября по апрель	
23	Хениканджа, устье руч. Унай; F=160; 1942–1945 гг.	1230	19.9	1.6	0.344

реках, она превосходит аналогичные свойства других террейнов.

Это заключение подтверждается и тем, что один из показателей водообильности таликов – мо-

дуль наледного питания – в бассейне р. Таскан достигает 89 мм, на площадях вулканогенных покровов – от 19 мм (верховья рек Мякит, Хурчан, Талая) до 41.2 мм (в бассейне р. Килган).

Таблица 3. Средние многолетние показатели питания рек подземными водами в осенне-зимнюю межень на площади Вилигинского террейна [12].

№№ на рис. 1	Водоток, замыкающий створ; площадь водосбора, км ² ; период наблюдений	Средняя высота водосбора, м	Средний модуль поверхностного стока за многолетний период, л/с·км ²		
			сентябрь	январь	за 30 сут. минимального зимнего стока
18	Буюнда, 3,8 км ниже устья р. Бурката; F=9090; 1952–1980 гг.	820	11.2	0.38	0.15
31	Мякит, 1,4 км ниже устья руч. Таборный; F=452; 1944–1962 гг.	850	10.3	Стока нет со второй половины ноября по апрель	
30	Таборный, устье; F=10.6; 1945–1980 гг.	860	11.3	Стока нет с ноября по апрель	
29	Гряда, пос. Буркот; F=8.52; 1964–1980 гг.	690	9.2	Стока нет со второй половины октября по апрель	
10	Балыгчан, 1 км ниже устья р. Булур; F=16100; 1943 г.	610	12.5	0.032	0.0003
32	Тангон, устье; F=11.1; 1963–1980 гг.	640	11.7	Стока нет со второй половины октября по апрель	

Таблица 4. Средние многолетние показатели питания подземными водами в осенне-зимнюю межень на площади внешней зоны Охотско-Чукотского вулканогенно-плутоногенного пояса [12].

№№ на рис. 1	Водоток, замыкающий створ; площадь водосбора, км ² ; период наблюдений	Средняя высота водосбора, м	Средний модуль поверхностного стока за многолетний период, л/с·км ²		
			сентябрь	январь	за 30 сут. минимального зимнего стока
24	Детрин, устье руч. Мылчэку; F=450; 1969–1970 гг.	1050	13.3	Стока нет со второй половины ноября по апрель	
20	Ольчан, устье; F=120; 1962–1970 гг.	980	9.9	Стока нет с ноября по апрель	
19	Булур, устье руч. Егорлык; F=1280; 1942–1943 гг.	1280	14.9	0.172	0.032

Таблица 5. Средние многолетние показатели питания подземными водами в осенне-зимнюю межень на площади Омилевского террейна и его склонах [12].

№№ на рис. 1	Водоток, замыкающий створ; площадь водосбора, км ² ; период наблюдений	Средняя высота водосбора, м	Средний модуль поверхностного стока за многолетний период, л/с·км ²		
			сентябрь	январь	за 30 сут. минимального зимнего стока
6	Верина, устье руч. Холодный; F=322; 1944–1969 гг.	1090	14.4	0.5	0.174
7	Сеймчан, 2,1 км выше устья руч. Чапаев; F=2920; 1940–1975 гг.	790	13.5	0.027	0.0003
5	Таскан, пос. Второй Таскан; F=9970; 1938–1980 гг.	780	10.5	0.32	0.22

Обращаем внимание на то, что гидрогеологические массивы, связанные с гранитоидными на изучаемой площади, обладают относительно малыми ресурсами подземных вод СТС. По результатам мно-

голетних наблюдений за стоком ручьев Морозов и Кривуля, дренирующих Нечинский гранитный массив, модуль стока подземных вод в сентябре не превышает 6 л/с·км², подтверждая известный факт, что

образующиеся в зоне выветривания гранитные щебенка и валуны в основании сезонно-талого слоя цементируются супесью и суглинком.

Необходимо заметить, что материалы многолетних наблюдений за стоком на постах с различными высотами водосборов показывают отсутствие прямой связи расходов воды со средней абсолютной отметкой водосборной площади. Устойчивый зимний сток может быть как в малом водотоке (р. Хениканджа) со средней высотой водосбора 1230 м, так и в крупной реке Балыгычан со средней высотой водосбора 610 м. Видимо, широко известные представления о формировании высотных мерзлотно-геологических поясов [19, 21, 22] приложимы для объяснения процессов водообмена конкретных участков речной долины, но не приемлемы для водосбора крупных водотоков.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Принимая во внимание, что в период питания рек только подземными водами влияние рельефа и климата на сток проявляется одинаково по площади исследований, мы должны признать, что своеобразие режима водного стока в осенне-зимнюю межень отражает особенности их геологической истории.

По представлениям А.Д. Чехова и Ю.В. Прусса [24], Иньяли-Дебинский синклиний в юрское время являлся глубоким осадочным бассейном, приуроченным к рифтоподобной впадине, которая преобразовалась в зону субдукции. Зерна терригенных пород, пройдя все стадии мезо-, апокатагенеза и начальных фаций регионального метаморфизма, подверглись многостороннему сжатию, как за счет субвертикального давления накопленных толщ, так и сублатерального при поддвигании синклиния под Омудевский террейн. Можно предположить, что испытывавшие литостатическое и субдукционное напряжение кристаллы минералов и зерна терригенных пород в зоне гипергенеза легче разлагаются и распадаются до размерности алевритов и пелитов, чем аналогичные породы, не прошедшие подобных коллизий. Генерируемые тонкозернистые и пылеватые частицы коагулируют поры и трещины в коренных породах, уменьшают их емкостные свойства, сокращая конвективный теплоперенос. В свою очередь, данный процесс уменьшает ресурсы подземных вод зоны активного водообмена, возможно, и других гидродинамических зон.

Аян-Юряхский антиклинорий, осадочные породы которого подвергались литостатическому давлению на уровне зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, испытали боковое сжатие, выра-

жившееся в кливаже пермских осадков. Однако в антиклинории преобладали преимущественно субвертикальные растягивающие движения, что проявилось в обилии открытых зон разломов. В зоне гипергенеза кливажированные породы легко распадаются до щебенки, слагающей делювиальные накопления на горных склонах, наиболее благоприятные для конденсации водяных паров в СТС. По этим причинам водообильность СТС здесь возрастает, более водообильны и зоны разломов, что отражается на формировании круглогодичного стока в отдельных малых горных реках (рр. Нерючи, Хениканджа).

Террейны, сложенные образованиями пассивных континентальных окраин (Вилигинский, Верхоянский прогибы), по условиям осадконакопления в бассейнах седиментации сходны с Куларо-Нерским террейном. Однако они были менее подвержены тектоническим коллизиям, поэтому способность пород к формированию емкостных свойств в зоне гипергенеза у них занимает промежуточное положение между терригенными образованиями Иньяли-Дебинского синклиория и Аян-Юряхского антиклинория.

В зоне гипергенеза наименее измененные терригенно-карбонатные и эффузивно-туфовые породы Омудевского террейна, видимо, наиболее благоприятны для формирования значительных ресурсов пресных подземных вод в зоне активного водообмена.

Для выявления роли террейновой тектоники в площадных закономерных изменениях фильтрационных свойств отложений мы проанализировали материалы, полученные при решении задачи водоснабжения верхнеколымских приисков, рудников и населенных пунктов и для изучения условий дражной отработки россыпей за период с 1940 по 2000 гг. Эти работы проводились в основном на площадях Иньяли-Дебинского синклиория и Аян-Юряхского антиклинория. Методы получения фильтрационных характеристик обводненных отложений путем опытных откачек за 60-летний отрезок времени принципиально не изменились, хотя технически усовершенствовались. При анализе информационного массива мы не принимали во внимание данные, полученные на заведомо техногенно измененных участках, а также данные по фильтрационным характеристикам первого от поверхности слоя галечников, в котором содержание пылеватых и глинистых фракций составляло не более 1 %, т.е. заполнителем пор в гравийно-галечниковых образованиях был песок или глинистый песок. Данный слой отмытых галечников проявлен повсеместно, и его коэффициент фильтрации превышает сотни м/сутки, местами более 1000 м/сут. С уче-

том указанных ограничений установлено, что коэффициент фильтрации аллювиальных отложений (глубже промытого слоя) в долинах рек Берелех, Чай-Урья, Утиная, Малый Ат-Урях меняется в пределах от 3.2 до 60 м/сут., водопроницаемость трещиноватых пород триаса и юры в зонах разломов сквозных таликов – от 0.2 до 35 м²/сут.

На площади Аян-Юряхского антиклинория в долинах рек Омчак, Детрин, Тенька, Нерючи, Кулу коэффициент фильтрации аллювиальных отложений ниже отмытого слоя галечников меняется от 33.1 до 120.8 м/сут. Водопроницаемость трещиноватых пермских и триасовых отложений – от 25 до 175 м²/сут.

На площади Сударского субтеррейна в бассейне р. Таскан коэффициент фильтрации галечников – от 60 м/сут.

Изложенные данные взяты из отчетов Г.А. Айдылы, 1956 г.; А.Б. Бисярина, 1941 г.; В.С. Веденяпина, 1954 г.; А.Г. Гущина, 1942 г., 1943 г.; Т.И. Захарченко, 1954 г.; В.Н. Клименко, 1954 г.; Н.Г. Слаквы, 2000 г.; О.В. Сухопольского, 1969 г. Отдавая себе отчет в том, что формирование естественных гидродинамических параметров грунтов и коренных пород происходит под воздействием многих природных факторов, необходимо отметить, что роль геологической истории в этом процессе находит свое место.

Мы полагаем, что намеченные гидрогеологические отличия террейнов проявляются и в геоэкологических характеристиках. Известно, например, что водопроницаемость отложений СТС в бассейне Верхней Колымы отражается на составе почв и биопродуктивности растительного покрова, его качественных характеристиках [11]. Возможно, что тщательное целенаправленное изучение террейнов как геологической основы биосферы и жизнедеятельности людей позволит выявить новые гидрогеологические, гидрологические и геоэкологические закономерности. С позиций террейновой тектоники можно, например, обоснованно выбирать пункты для многолетних мониторинговых наблюдений за речными системами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, на примере рек бассейна Верхней Колымы установлена значимость геодинамических характеристик блоков литосферы, дренируемых поверхностными водотоками, для гидрогеологических ситуаций горных районов криолитозоны. Эта значимость наиболее заметна в осенне-зимнюю межень, когда реки питаются только подземными водами зоны активного водообмена. Поскольку в холодный период года сток рек бассейнов Восточно-Си-

бирского, Чукотского и Берингова морей не превышает 6 % общегодового [8], можно сказать, что роль изучаемого фактора в формировании ресурсов пресных вод очень мала. Тем не менее, он проявлен в наименее водообеспеченном периоде года, что ставит вопрос о более глубоком изучении роли террейновой тектоники в создании специфики гидрогеологических условий мерзлой зоны, в том числе особенностей проявления гидрогеохимических свойств пресных вод.

Авторы благодарят С.Г. Бялобжеского, М.Л. Гельмана и Н.А. Горячева за обсуждение отдельных положений данной статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
2. Бяков А.С., Ведерников И.Л. Тектонические, седиментологические и геохимические предпосылки формирования золотого оруденения в пермских толщах Аян-Юряхского антиклинория // Золото Северного обрамления Пацифики: Тез. докл. Междунар. горно-геол. форума. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2008. С. 176–177.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2-х кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 982 с.
4. Геология СССР. Т. 30. Кн. 2. / Ред. И.Е. Драбкин. М.: Недра, 1970. 536 с.
5. Гидрогеология СССР. Т. 26. Северо-Восток СССР / Ред. О.Н. Толстихин. М.: Недра, 1972. 297 с.
6. Глотов В.Е. Подземные воды как фактор формирования общего водного стока руч. Контактный // Факторы формирования общего стока малых горных рек в Субарктике. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. С. 102–141.
7. Глотов В.Е. Гидрогеологические особенности приводораздельных артезианских бассейнов на Северо-Востоке России // Подземная гидросфера: Материалы Всерос. совещ. по подземн. водам Востока России. Иркутск: ИрГТУ, 2006. С. 162–165.
8. Иогансон В.Е., Кузнецов А.С., Деев Г.Н. и др. Реки // Север Дальнего Востока / Ред. Н.А. Шило. М.: Наука, 1970. С. 186–203.
9. Караванов К.П., Кулаков В.В. Гидрогеологические системы земного шара и подземные воды Тихоокеанского сегмента Земли // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 28, № 6. С. 17–30.
10. Клюкин Н.К. Климат // Север Дальнего Востока / Ред. Н.А. Шило. М.: Наука, 1970. С. 101–132.
11. Королев Ю.Б. Гидрологическая роль растительности Верхней Колымы // Изв. АН СССР. Сер. биол. 1982. № 4. С. 517–529.
12. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Т. РСФСР. Вып. 19. Бассейны Колымы и рек Магаданской области. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 429 с.
13. Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 191 с.

14. Основные гидрологические характеристики (за весь период наблюдений до 1961 г.). Т. 19. Северо-Восток. Л.: Гидрометеоздат, 1966. 380 с.
15. Основные гидрологические характеристики (за период 1961–1970 гг.). Т. 19. Северо-Восток. Л.: Гидрометеоздат, 1974. 230 с.
16. Основные гидрологические характеристики (за 1971–1975 гг. и весь период наблюдений). Т. 19. Северо-Восток. Л.: Гидрометеоздат, 1978. 228 с.
17. Писарский Б.И. Подземные воды под морями и океанами // Основы гидрогеологии. Т. 1. Общая гидрогеология / Отв. ред. Е.В. Пиннекер. Новосибирск: СО “Наука”, 1980. С. 178–188.
18. Прикладной климатологический справочник Северо-Востока СССР / Под ред. Н.К. Клюкина. Магадан: Кн. изд-во, 1960. 427 с.
19. Романовский Н.Н. Подземные воды криолитозоны. М.: МГУ, 1983. 232 с.
20. Сушанский С.И., Глотов В.Е., Глотова Л.П. Многолетние, сезонные и суточные изменения стокоформирующих факторов и общего водного стока руч. Контактный // Факторы формирования общего стока малых горных рек в Субарктике. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. С. 35–58.
21. Толстихин О.Н. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 164 с.
22. Фотиев С.М. Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР. М.: Наука, 1978. 236 с.
23. Чернышева М.Р. Норма и изменчивость годового стока // Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 19. Северо-Восток СССР / Ред. В.В. Куприянов. Л.: Гидрометеоздат, 1969. С. 75–116.
24. Чехов А.Д., Прусс Ю.В. Почему Иньяли-Дебинский синклиниорий является главным вмещающим колымского золота? // Золото северного обрамления Пацифики / Тезисы докл. Междунар. горно-геол. форума. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2008. С. 221–222.
25. Шепелев В.В., Толстихин О.Н., Пигузова В.М. и др. Роль многолетнемерзлых пород в создании водоносности гидрогеологических структур. Новосибирск: Наука, 1984. 198 с.

Рекомендована к печати О.В. Чудаевым