

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука
Сибирского отделения Российской академии наук (ИНГГ СО РАН)

На правах рукописи



Новиков Дмитрий Анатольевич

**ГЕОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
СЕВЕРНЫХ РАЙОНОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА**

1.6.6. Гидрогеология

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Новосибирск – 2025

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ПРОБЛЕМЫ, ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ.....	12
1.1. История, состояние изученности и фундаментальные проблемы нефтегазовой гидрогеологии Западной Сибири.....	12
1.2. Фактический материал и методы исследований	22
ГЛАВА 2. ГИДРОГЕОЛОГИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.....	34
2.1. Особенности геологического строения, тектоники и нефтегазоносности.....	34
2.2. Гидрогеологическая стратификация юрско-мелового разреза	64
2.3. Роль элизионного и инфильтрационного водообмена при формировании структуры гидродинамического поля	78
2.4. Геотермическая зональность.....	98
ГЛАВА 3. ГЕОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	109
3.1. Ионно-солевой состав.....	109
3.2. Микрокомпоненты	140
3.3. Редкоземельные элементы.....	155
3.4. Радиоактивные элементы (U и Th)	161
3.5. Вертикальная гидрогеохимическая зональность.....	170
3.6. Степень катагенетических изменений подземных вод.....	173
ГЛАВА 4. ЭВОЛЮЦИЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В МЕЗОЗОЕ.....	184
4.1. Палеогидрогеохимические реконструкции	184
4.2. Геохимия стабильных изотопов H, O и C	220
4.2.1. Изотопный состав δD и $\delta^{18}O$	226
4.2.2. Изотопный состав DIC	229
4.2.3. Изотопный осциллятор	231
4.3. Генетические типы подземных вод	234
ГЛАВА 5. ПРОЦЕССЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В СИСТЕМЕ ВОДА-ПОРОДА.....	240
5.1. Равновесие подземных вод с карбонатными минералами	241
5.2. Равновесие подземных вод с алюмосиликатными минералами	243
5.3. Направленность процессов взаимодействия в системе вода-порода	246
5.4. Связь гидрогеохимической и аутигенно-минералогической зональности	252
5.5. Распределение химических элементов в системе вода-порода-нефть	256
ГЛАВА 6. ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ СИСТЕМ МЕТОДАМИ РАСЧЕТА ВОДНО-ГАЗОВЫХ РАВНОВЕСИЙ	259
6.1. Особенности состава газов залежей углеводородов	260
6.2. Геохимия водорастворенных газов нефтегазоносных отложений	269
6.3. Степень насыщения подземных вод газами	277

6.4. Характер физико-химических равновесий в системе вода-газ	289
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	305
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	310

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность. Настоящая работа посвящена решению фундаментальных вопросов гидрогеохимии – изучению геохимии, генезиса и механизмов формирования состава подземных вод крупных артезианских бассейнов. С начала поисково-разведочных работ на нефть и газ в Западной Сибири накоплен огромный фактический материал, отражающий химический и газовый состав подземных вод. Гидрогеохимическим исследованиям северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна (ЗСОБ) посвящены многочисленные работы Г.Д. Гинсбурга, Ю.Г. Зимины, Г.А. Ивановой, А.А. Карцева, А.Э. Конторовича, Н.М. Кругликова, А.Р. Курчикова, В.М. Матусевича, Б.П. Ставицкого, О.Н. Яковлева и многих других.

Особенности геохимии подземных вод определяются палеогидрогеологической историей осадочного бассейна, составом водовмещающих пород, термобарическим режимом недр, процессами генерации, миграции и аккумуляции углеводородов. Их современный химизм является продуктом длительной геологической эволюции захороненных сингенетичных вод. Изначальный состав формируется в разнообразных обстановках осадконакопления. Затем на стадиях диагенеза и катагенеза захваченные воды претерпевают значительные изменения, вовлекаясь во множество процессов, таких как: уплотнение осадков, элизионный водообмен, вертикальная и латеральная миграция, термодегидратация глинистых минералов и взаимодействие в системе «вода-порода-газ-органическое вещество». В этой связи наряду с составом растворенных веществ для правильной идентификации генетического облика подземных вод всесторонне изучают их изотопный состав. Окончательное отнесение водного раствора к тому или иному генетическому типу происходит только после изучения изотопных отношений δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ и других.

В настоящей работе впервые на единой методической основе рассмотрены данные по изотопно-геохимическим особенностям подземных вод нефтегазоносных отложений широкого стратиграфического диапазона северных районов ЗСОБ, термобарическому режиму недр и процессам взаимодействия в системе «вода-порода-газ» с учетом палеогидрогеохимических реконструкций.

Объектом исследований являются подземные воды нефтегазоносных отложений северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна, где развит инверсионный тип вертикальной гидрогеохимической зональности, не укладывающийся в положения классической

гидрогеологии, согласно которым с уменьшением степени водообмена величина общей минерализации подземных вод должна увеличиваться.

Цель работы. Установить изотопно-геохимические особенности подземных вод нефтегазоносных отложений северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна, выполнить генетические реконструкции и выявить роль системы вода-порода-газ-органическое вещество в процессах формирования их химического состава.

Основные задачи:

1) Рассмотреть особенности гидрогеологической стратификации и термобарического режима нефтегазоносных отложений.

2) Выявить характеристики гидрогеохимического поля и составить комплект карт общей минерализации подземных вод юрско-меловых водоносных комплексов. На единой методической основе рассмотреть особенности химического (макро- и микрокомпоненты – от Li до U), газового и изотопного (δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) состава подземных вод нефтегазоносных отложений.

3) Выполнить периодизацию гидрогеологической истории и палеогидрогеохимические реконструкции с составлением комплекта карт. Дать изотопно-геохимическую характеристику седиментогенных и древних инфильтрогенных вод.

4) Рассмотреть процессы взаимодействия в системе вода-порода, выявить контролирующие факторы вторичного минералообразования и составить схему гидрогенно-минеральных комплексов для зоны катагенеза северных районов ЗСОБ.

6) Выполнить оценку современного состояния нефтегазоносных систем методами расчета водно-газовых равновесий. Составить классификацию подземных вод по степени насыщения пластовых вод газами. Выявить характер физико-химических равновесий в системе вода-газ.

Фактический материал и личный вклад автора. В основу диссертационной работы положены материалы фондовых (ПГО «Уренгойнефтегазгеология», «Ямалнефтегазгеология», «Пурнефтегазгеология» и другие) и полевых исследований сотрудников ИНГГ СО РАН, в том числе, при личном участии автора (с 1997 по 2024 гг.) при выполнении госбюджетных и хоздоговорных работ. В целом база данных, характеризующая флюиды нижнего гидрогеологического этажа северных и арктических районов ЗСОБ, представлена 5603 анализами пластовых вод (включая изотопный состав H, O и C в 225 пробах), 1707 анализами водорастворенных газов, более 3000 анализами свободных газов по 1984 залежам, 365 анализами нефтей и результатами испытания более 4000 объектов. Основные данные получены при совместных работах ИНГГ СО РАН с ПАО «Газпром», ПАО «Роснефть», ПАО «Газпромнефть», ПАО «НОВАТЭК», ПАО «Лукойл» и другими. В рамках реализации совместных исследований с недропользователями, базовых бюджетных проектов ИНГГ СО РАН Программы

фундаментальных научных исследований государственных академий наук РФ и многочисленных грантов РФФИ (03-05-65417, 04-05-65310, 07-05-00877, 07-05-06095, 08-05-06809, 08-05-99026, 10-05-98015, 10-05-00442, 11-05-98003, 14-05-00868, 16-05-00945, 16-35-50175, 17-45-540086, 18-05-20035, 18-05-70074 – Ресурсы Арктики, 19-45-540004, 19-45-540006, 20-15-50065-Экспансия), РНФ (22-17-20029) были получены массивы уникальных данных.

Научная новизна работы:

1) В неокомском, верхнеюрском и ниже-среднеюрском водоносных комплексах отмечается присутствие обширных зон пьезоминимумов, протягивающихся вдоль основных очагов генерации нефти и газа (Большехетская и Карская мегасинеклизы), которые соотносятся с крупнейшими зонами нефтегазоаккумуляции (Ванкор-Сузунская, Бованенковская, Уренгойская и другие).

2) Анализ структуры геотермического поля выявил переход элизионной геостатической системы в элизионную термодегидратационную.

3) Показано распределение широкого спектра химических элементов (от Li до U) в подземных водах основных водоносных комплексов нижнего гидрогеологического этажа.

4) Установлено, что главными факторами, определяющими инверсионный тип вертикальной гидрогеохимической зональности в изучаемом регионе выступают: характер гидродинамического режима и степень гидрогеологической закрытости недр; обстановки седиментогенеза в разные геологические эпохи; геологическая эволюция системы вода – порода – газ – органическое вещество; наличие в разрезе вулканогенно-осадочного комплекса триаса; вертикальная миграция рассолов из палеозойского фундамента в вышележащие отложения осадочного чехла.

5) Показано, что подземные воды нефтегазоносных отложений северных районов ЗСОБ находятся на начальной стадии метаморфизации (катагенетических изменений) химического состава.

6) Впервые составлен комплект палеогидрогеохимических карт северных районов ЗСОБ. Выполнен анализ изменения гидрогеохимического поля основных водоносных горизонтов с момента захоронения сингенетичных вод до настоящего времени.

7) Впервые изучен изотопный состав (δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) подземных вод нефтегазоносных отложений широкого стратиграфического диапазона (от сеномана до палеозоя). Полученные тренды изменения изотопного состава захороненных вод, а также величин дейтериевых эксцессов и кислородных сдвигов хорошо совпадают с предполагаемыми изменениями палеоклиматических условий исследованного региона и могут служить условным палеотермометром.

8) Создана концептуальная схема последовательной смены гидрогенно-минеральных комплексов в зоне катагенеза северных районов ЗСОБ.

9) С применением методов расчетов водно-газовых равновесий выполнена оценка современного состояния нефтегазоносных систем северных районов ЗСОБ.

Практическая значимость. Результаты исследований использовались при написании более 20 отчетов по работам с ПАО «Газпром», ПАО «Роснефть», ПАО «Газпромнефть», ПАО «НОВАТЭК», ПАО «Лукойл» и другими недропользователями. Практическая значимость исследований определяется использованием результатов исследований при оценке перспектив нефтегазоносности северных и арктических районов ЗСОБ на региональном, зональном и локальном уровнях, оценке подземных вод нефтегазоносных отложений для теплоэнергетических целей и в качестве гидроминерального сырья. Был выполнен комплекс работ, связанный с оценкой северных районов ЗСОБ для размещения углекислого газа в глубоких водоносных горизонтах (технологии CCS) и сопутствующих геохимических последствий этой деятельности.

Методы и подходы. Методической основой решения поставленных в работе задач является комплексный подход, объединяющий традиционные и современные прецизионные методы изучения вещества реальных геологических объектов с теоретическими методами термодинамических расчетов в системе вода-порода. Выявление механизмов формирования химического состава подземных вод проведено с учетом палеогидрогеологической истории и палеогидрогеохимических реконструкций нефтегазоносных отложений северных и арктических районов ЗСОБ, а также новейших изотопно-гидрогеохимических данных.

В работе использован подход, который развивал С.Л. Шварцев (Шварцев, 1991, 1992) и другие исследователи, основанный на теории геохимической самоорганизации сложных геологических объектов, важнейшей составляющей которых является система вода-порода, находящаяся в состоянии непрерывного равновесно-неравновесного эволюционного развития. В работе широко использована методика восстановления солевого состава вод древних морских и озерно-аллювиальных бассейнов основанная на палеогеографических реконструкциях и сравнительно-литологическом анализе с использованием естественно-исторического подхода (Садыкова, Новиков, 2010; Садыкова, 2016; Novikov et al., 2018). Изотопные отношения δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ и другие являются единственными характеристиками вещественного состава природных вод, позволяющими изучать их историю прямыми методами. Именно поэтому их использование завоевало широкую популярность при исследовании динамики природных вод, их генезиса и гидрогеохимических эффектов при взаимодействии в системе вода-порода (Ферронский, Поляков, 2009).

Изучение взаимодействий в системе вода-порода-газ выполнено с применением термодинамических расчетов и соответствующих программных средств. Интерпретация получаемых при этом параметров выполнена на базе традиционных гидрогеологических моделей изучаемых объектов. При решении поставленных задач использовался программный комплекс HG-32 (HydroGeo), разработанный М.Б. Букаты (Букаты, 2005).

Помимо создания электронного банка данных архивных материалов, лабораторное изучение химического и изотопного состава методами ионной хроматографии, масс-спектрометрическим методом с индуктивно связанной плазмой, атомно-эмиссионной спектроскопии с ИСП проводилось в Проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии Национального исследовательского Томского политехнического университета, лабораториях Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН и центра коллективного пользования Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН.

Положения, выносимые на защиту.

- 1) Основная особенность северных и арктических районов Западно-Сибирского осадочного бассейна заключается в широком развитии аномально высоких пластовых давлений (Ка до 2,21), как в юрских, так и в вышележащих, вплоть до неоконских, горизонтах. Обширные зоны пьезомаксимумов (Большехетская и Карская мегасинеклизы) на настоящем этапе развития водонапорной системы бассейна стали внутренними областями создания напоров вод (питания) с максимальной степенью гидрогеологической закрытости недр. Области пьезоминимумов, протягивающихся вдоль основных очагов генерации нефти и газа, соотносятся с крупнейшими зонами нефтегазоаккумуляции (Ванкор-Сузунская, Бованенковская, Уренгойская и другие). Элизионная литостатическая система с глубины около 2-2,5 км начинает приобретать черты элизионной термодегидратационной, что является следствием роста пластовых температур.
- 2) Выполненный комплекс гидрогеохимических и палеогидрогеохимических реконструкций и изотопных исследований нефтегазоносных отложений убедительно доказывают доминирование в разрезе седиментогенных вод, главной чертой которых являются выраженные значения изотопных кислородных сдвигов относительно GMWL, в целом нарастающие с увеличением возраста водовмещающих отложений и достигающие 9 ‰. Разнообразный изотопный состав (δD от -120 до -50 ‰ и $\delta^{18}O$ от -17 до -2 ‰) указывает на отсутствие унифицированного механизма накопления вод и преобразования их изотопного состава в ходе геологической эволюции осадочного бассейна. Инверсионный тип вертикальной гидрогеохимической зональности связан с разбавлением седиментогенных вод древними инфильтрогенными, проникшими в эпохи регрессии морского бассейна, и в

большой мере литогенными, поступившими в водоносные горизонты из водоупорных толщ при термодегидратации глинистых минералов в условиях элизионного водообмена.

- 3) Повсеместно процессы формирования химического состава подземных вод сопровождаются вторичным гидрогенным минералообразованием. Образование аутигенных минералов в зоне катагенеза северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна происходит последовательно (каолинит – монтмориллонит – иллит – слюды – хлорит – альбит – микроклин) в условиях резко восстановительной геохимической среды и контролирующих параметрах (рН, концентрации в растворе Si, Al, Na, K, Ca, Mg). Процессы карбонатизации, связывая Ca и Fe, а гидрослюдизации - K, обеспечивают относительный рост в растворе Mg и Na, что сдвигает равновесие в область устойчивости хлоритов. Последние, связывая Mg, обеспечивают накопление Na в растворе, что приводит к насыщению воды относительно альбита и его образованию.
- 4) Предельное насыщение подземных вод газами достигается при величине общей газонасыщенности более 1,8 л/л, что запускает механизм формирования залежей углеводородов. К зоне развития вод с значениями Кг от 0,8 до 1,0 приурочены основные газоконденсатные залежи, а к менее насыщенным водам – нефтяные. В настоящее время залежи углеводородов далеки от состояния равновесия с окружающими подземными водами, являющимися более активной составляющей системы вода-газ и заметно опережающими их в своем геохимическом развитии. Это проявляется в различии соотношений фугитивности индивидуальных газов в подземных водах и залежах. Вследствие этого состав последних претерпевает направленное изменение по пути установления равновесия, отвечающего наступившему качественно новому состоянию геохимической системы вода-газ.

Достоверность научных результатов обеспечена использованием результатов более 5000 проб химических и более 250 проб изотопных анализов подземных вод, более 1700 анализов водорастворенных газов, более 3000 анализов свободных газов по 1984 залежам и результатами испытания более 4000 объектов; использованием новейших теоретических положений; апробацией основных научных положений на многочисленных российских и международных конференциях и публикацией в ведущих российских и зарубежных журналах; выполнением заданий базового бюджетного финансирования, проектов РФФИ и РНФ.

Апробация результатов. Отдельные разделы работы были доложены и обсуждены на конференциях и симпозиумах различного уровня: Всероссийской научной конференции «Фундаментальные, глобальные и региональные проблемы геологии нефти и газа» (2024 г., г. Новосибирск); Международном научном конгрессе «Интерэкспо ГЕО-Сибирь» (2008, 2010, 2010-2012, 2014–2024 гг., г. Новосибирск); Всероссийской научной конференции «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами» (2012 г., г. Томск; 2015 г.,

г. Владивосток; 2018 г., г. Чита; 2020 г., Улан-Удэ; 2023 г., г. Томск); Всероссийской научной конференции «Успехи органической геохимии» (2022 г., г. Новосибирск); Всероссийском совещании по подземным водам Востока России «Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока» (2018 г., г. Новосибирск; 2021 г., г. Иркутск); Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России» (2019-2020 гг., г. Якутск); Международном симпозиуме «Взаимодействие вода-порода» (International symposium «Water-Rock interaction») (2019 г., г. Томск); Всероссийской конференции «Полярная механика» (2018 г., г. Новосибирск) и ряде других конференций.

Публикации. По теме диссертации опубликовано 193 работы, в том числе 80 в журналах из перечня ВАК, а также 60 индексируемых в наукометрических базах данных Web of Science и Scopus, в которых полностью представлены все защищаемые положения. Статьи написаны в соавторстве со специалистами, которые не имеют возражений против защиты данной работы.

Работа выполнена в лаборатории гидрогеологии осадочных бассейнов Сибири Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения РАН.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 6 глав, заключения и списка литературы, насчитывающего 806 наименования отечественных и зарубежных изданий. Материал диссертации изложен на 378 страницах, иллюстрирован 141 рисунками, содержит 26 таблиц.

Благодарности. За важные наставления, пристальное внимание, обсуждение полученных результатов и критику автор глубоко благодарен своим учителям: академику РАН, профессору Алексею Эмильевичу Конторовичу; д.г.-м.н., профессору Степану Львовичу Шварцеву, д.г.-м.н., профессору Михаилу Болеславовичу Букаты и к.г.-м.н., доценту Юлии Григорьевне Копыловой. Особую благодарность за постоянную поддержку хочется выразить всем сотрудникам лаборатории гидрогеологии осадочных бассейнов Сибири ИНГГ СО РАН – к.г.-м.н. Фоминой Я.В., к.г.-м.н. Сухоруковой А.Ф., к.г.-м.н. Юрчик И.И., Ватолиной И.В., Дульцеву Ф.Ф., Черных А.В., Максимовой А.А., Деркачеву А.С. и Яндоле Н.И. Искреннюю признательность за огромный аналитический труд последних лет автор выражает к.г.-м.н. Хвацевской А.А. и всему коллективу Проблемной научно-исследовательской гидрогеохимической лаборатории ТПУ. При работе над диссертацией большую помощь оказали советы и консультации по нефтяной геологии, стратиграфии, палеогеографии и геохимии – чл.-корр. РАН Каширцева В.А., чл.-корр. РАН Конторовича В.А., чл.-корр. РАН Бурштейна Л.М., чл.-корр. РАН Шурыгина Б.Н., д.г.-м.н. Фомина А.Н., д.г.-м.н. Сенникова Н.В., д.г.-м.н. Шемина Г.Г., д.г.-м.н. Дзюбы О.С., д.г.-м.н. Филиппова Ю.Ф., к.г.-м.н. Вакуленко Л.Г., к.г.-м.н. Яна П.А., к.г.-м.н. Рыжковой С.В., к.г.-м.н. Ершова С.В., к.г.-м.н. Фомина М.А., к.г.-м.н. Нехаева А.Ю., к.г.-м.н. Казаненкова В.А., к.г.-м.н.

Костыревой Е.А., и к.г.-м.н. Фурсенко Е.А.; по изотопному составу подземных вод нефтегазоносных отложений – к.х.н. Пыряева А.Н. и по моделированию гидрогеохимических процессов – к.г.-м.н. Никитенкова А.Н. За дружескую поддержку на протяжении многих лет автор выражает искреннюю благодарность – к.г.-м.н. Жуковской Е.А., к.г.-м.н. Токареву Д.А., к.г.-м.н. Корнеевой Т.В., к.г.-м.н. Кох С.Н., к.г.-м.н. Житовой Л.М., к.г.-м.н. Вах Е.А., к.г.-м.н. Кононову А.М., к.г.-м.н. Рыбченко А.А., Борисову Е.В. и Завгородней Н.А.

ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ПРОБЛЕМЫ, ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

1.1. История, состояние изученности и фундаментальные проблемы нефтегазовой гидрогеологии Западной Сибири

Осадочные бассейны Арктического сектора Земли представляют огромный интерес – как регион с уникальными потенциальными ресурсами углеводородов. В настоящее время в России более чем 90% всего газа и около 10% нефти дают месторождения этого региона (Конторович, 2015). Промышленные скопления нефти и газа выявлены во многих их них: Западно-Сибирском, Енисей-Хатангском, Тимано-Печорском, Бофорт-Маккензи, Свердруп и других. Уникальность Арктического сектора заключается в том, что этаж промышленной нефтегазоносности по изученным бассейнам охватывает отложения от докембрийских до четвертичных (Vorren et al., 1993; Nemcok et al., 2016; Warren, 2016). Гидрогеологическое строение нефтегазоносных бассейнов Арктики весьма сложное и зависит от множества факторов (Кругликов, Нелюбин, Яковлев, 1985; Анциферов, 1989; Connolly et al., 1990; Hitchon, Sauveplane, Underschultz, 1990; Jakobsen et al., 1990; Карцев, Вагин, Шугрин, 1992; Nesbitt, Cramer, 1993; Карцев, Абукова, 1998; Букаты, 1999; Stober, Bucher 1999; Шварцев, Новиков, 2004; Матусевич, Рыльков, Ушатинский, 2005; Вожов, 2006; Li et al., 2006; Stotler, 2008; Зытнер, Чибисова, 2013; Novikov, 2017 и многие другие). Степень их гидрогеологической изученности крайне неоднородна. Наиболее изученным из всех является Западно-Сибирский осадочный бассейн (ЗСОБ) (Novikov, 2017).

Исследования, направленные на изучение гидрогеологии, гидрогеохимии ЗСОБ и его северных районов, отражены в трудах целой плеяды российских ученых: Ю.Г. Зиминой, А.А. Карцева, А.Э. Конторовича, А.Р. Курчикова, Н.М. Кругликова, В.М. Матусевича, В.В. Нелюбина, А.А. Розина, В.Г. Иванова, С.И. Сергиенко, Б.П. Ставицкого, С.Л. Шварцева, О.Н. Яковлева и многих других (Ростовцев, Равдоникас, 1958; Торгованова и др., 1960; Маврицкий, 1962; Конторович, 1963; Кругликов, 1964; Конторович, Зимин, 1968; Барс, 1968; Гидрогеология..., 1970; Конторович, Нестеров, Салманов и др., 1975; Матусевич, 1976; Розин, 1977; Юркевич, 1977; Кругликов, Нелюбин, Яковлев, 1982; Колодий, 1982; Кругликов, Нелюбин, Яковлев, 1985; Матусевич, Бакуев, 1986; Карцев, Вагин, Матусевич, 1986; Матусевич, Ушатинский, 1998; Шварцев, Силкина, Жуковская, 2003; Назаров, 2004; Ставицкий, Курчиков, Конторович и др., 2004; Шварцев, Новиков, 2004; Матусевич, Рыльков, Ушатинский, 2005; Матусевич, Ковяткина, 2010 и другие). С 50-х годов прошлого века вышли в свет сводные работы по бассейну, среди которых следует отметить монографии и статьи Н.Н. Ростовцева и О.В. Равдоникас (1958), В.Б. Торговановой и др. (1960), Б.Ф. Маврицкого (1962),

А.Э. Конторовича (1963), Н.М. Кругликова (1964), А.Э. Конторовича и Ю.Г. Зимина (1968), А.Э. Конторовича и др. (1975), В.М. Матусевича (1976), А.А. Розина (1977), Н.М. Кругликова и др. (1982, 1985) и т.д. Необходимо упомянуть уникальное издание «Гидрогеология СССР» и том XVI посвященный Западной Сибири изданный под редакцией В.А. Нуднера в 1970 году.

Первые сведения по гидрогеологии и гидрогеохимии нефтегазоносных отложений северных районов Западной Сибири появились с началом нефтепоисковых работ в Усть-Енисейском районе в 1936 году и связаны с именами В.М. Пономарева, Н.И. Обидина, П.Д. Сиденко, А.В. Щербакова, О.В. Равдоникас, Г.Д. Гинсбурга, Г.А. Ивановой, М.Х. Сапир, Е.Г. Бро, Ю.В. Федорова и других (Обидин, 1957; Обидин, 1959; Пономарев, 1960; Основные итоги..., 1962; Гинсбург и др., 1969; Гинсбург, Иванова, 1974).

С 1960-х годов по мере накопления гидрогеохимических материалов по ЗСОБ большое внимание стало уделяться разработке рационального комплекса региональных, зональных и локальных гидрогеологических критериев оценки перспектив нефтегазоносности. Значительных успехов в изучении водорастворенного органического вещества и разработке методов локального прогноза залежей углеводородов на основе изучения аквабитумоидов достиг коллектив, возглавляемый А.Э. Конторовичем. Им в соавторстве с В.П. Даниловой и А.С. Фомичевым в 1983 г было получено авторское свидетельство СССР № 1053048 «Способ поиска залежей нефти».

Гидрогеохимические исследования изучаемого региона прошлых лет носят очень обобщенный характер, при построении карт гидрогеохимической зональности ЗСОБ никаких особенностей и деталей для северных районов не отмечалось (Гидрогеология..., 1985). После длительного перерыва по данной тематике наиболее полные сведения о составе подземных вод нефтегазоносных отложений Западной Сибири были приведены в работе Б.П. Ставицкого, А.Р. Курчикова, А.Э. Конторовича и др. (Ставицкий и др., 2004). В ней впервые за последние тридцать лет для ЗСОБ были приведены карты общей минерализации подземных вод, содержания гидрокарбонат – иона, кальция, йода и брома для основных водоносных комплексов. К сожалению, для юрских отложений не было выполнено деления на верхнеюрский и нижне-среднеюрский водоносные комплексы. Этот пробел мы восполнили в настоящей работе.

Позднее, этим же авторским коллективом в ряде работ были рассмотрены особенности вертикальной и латеральной гидрогеохимической зональности, вариации основных параметров химического состава подземных вод внутренней области ЗСОБ, а также выделены три субпровинции с характерными типами подземных вод: северная, включающая территорию полуострова Ямал и Гыдан с прилегающими районами, восточная и западная, делящие остальную территорию (Ставицкий и др., 2006; Курчиков, Плавник, 2009; Плавник и др., 2009).

В пределах осадочных бассейнов газы ввиду своей исключительной подвижности дают наибольшие ореолы рассеяния при диффузионных процессах между углеводородными залежами и окружающими их пластовыми водами и являются в этой связи одними из наиболее достоверных поисковых критериев (Намиот, 1958; Антонов, 1963; Карцев и др., 1992; Qin et al., 2016). Факты и результаты расчетов Ю.П. Гаттенбергера, В.М. Матусевича и других (Матусевич, Рыльков, Ушатинский, 2005) позволяют считать, что «...на современном этапе развития ЗСОБ скорости фильтрации подземных вод в его погруженной части характеризуются ничтожно малыми величинами даже в геологическом времени, а фильтрация вод, по существу, не имеет места. В этих условиях, вероятно, основные масштабы массопереноса вещества и, в частности, формирование водных ореолов рассеяния вблизи нефтегазовых залежей, связаны с процессами диффузии» (Матусевич, Рыльков, Ушатинский, 2005, с. 160). В этой связи роль процессов в системе «вода – газ» возрастает многократно.

Изучение водорастворенных газов (ВРГ) Западной Сибири было начато более 50 лет назад работами М.С. Гуревича и Н.Н. Ростовцева. В начале 50-х гг. прошлого века ими впервые был выявлен характер газовой зональности подземных вод ЗСОБ и дана высокая оценка поискового значения ВРГ, которая определяется не только их качественным составом, но и величиной упругости. Н.М. Кругликовым впервые было отмечено понижение упругости растворенных газов с удалением от газовой контактной поверхности вследствие диффузионного рассеивания газа. Л.М. Зорькиным были рассмотрены различные возможные условия генерации газов, выделения их из подземных вод и формирования газовых залежей. Изучением газогидрогеохимической зональности ЗСОБ длительное время занимались А.Э. Конторович, Б.П. Ставицкий, А.А. Розин, Н.М. Кругликов, В.В. Нелюбин, О.Н. Яковлев, В.М. Матусевич, А.А. Карцев, С.Л. Шварцев и многие другие исследователи (Карцев, 1963; Конторович, Нестеров, Салманов, 1975; Кругликов, Нелюбин, Яковлев, 1985; Карцев, Вагин, Матусевич, 1986; Карцев, Гаттенбергер, Зорькин и др., 1992; Назаров, 2004; Матусевич, Рыльков, Ушатинский, 2005).

Среди основных задач, решаемых в настоящее время в нефтегазовой гидрогеологии Западной Сибири можно выделить следующие: 1) обоснование и составление схем гидрогеологической стратификации разреза; 2) выявление особенностей динамики подземных вод глубокопогруженных горизонтов; 3) изучение и детализация структуры геотермического поля; 4) исследование вещественного состава подземных вод (главные ионы, микрокомпоненты, редкоземельные элементы, водорастворенные газы и органическое вещество, изотопы); 5) объяснение природы инверсионной вертикальной гидрогеохимической зональности нефтегазоносных отложений; 6) изучение процессов взаимодействия в системе вода-порода-газ-органическое вещество; 7) выявление ассоциаций аутигенных минералов водовмещающих пород с позиций эволюции системы вода – порода; 8) проведение палеогидрогеологических

реконструкций с целью обоснования генетических типов подземных вод и эволюции их состава с момента захоронения.

Согласно многочисленным работам С.Г. Бейрома, Ю.П. Гаттенбергера, М.С. Гуревича, И.К. Зайцева, Н.К. Игнатовича, Г.Н. Каменского, К.П. Караванова, А.А. Карцева, К. Кейльгака, В.А. Кирюхина, П.П. Климентова, В.Н. Корценштейна, Н.М. Кругликова, М.К. Кучина, Б.Ф. Маврицкого, Н.А. Маринова, В.М. Матусевича, А.Д. Назарова, В.В. Нелюбина, А.М. Овчинникова, Л.А. Островского, Е.В. Пиннекера, О.В. Равдоникас, Н.В. Роговской, А.А. Розина, А.С. Рябченкова, У. Рихтера, Ф.П. Саваренского, Ю.К. Смоленцева, Б.П. Ставицкого, Н.И. Толстихина, В.Б. Торговановой, А. Турнера, С.Л. Шварцева, П.Ф. Швецова, П.А. Удодова, Н.Ф. Чистяковой и многих других изучение гидрогеологической стратификации разреза является основой любых гидрогеологических исследований осадочных бассейнов.

М.С. Гуревичем, Б.Ф. Маврицким, В.Ф. Ковелевым, Н.М. Кругликовым, В.А. Нуднером, А.Д. Назаровым, В.М. Матусевичем, А.А. Розиным, В.В. Нелюбиным и другими на протяжении многих лет разрабатывались терминологическая база, основные принципы, критерии, методы и приёмы расчленения единой водонапорной системы Западной Сибири на основные элементы. Ими предложены стратификационные схемы, отражающие как методическую часть, так и специфику гидрогеологического строения конкретных регионов ЗСОБ. Первые попытки проведения гидрогеологической стратификации его нефтегазоносных отложений были предприняты в 50-х годах XX века. Под редакцией М.С. Гуревича, Б.Ф. Маврицкого, Н.М. Кругликова и других вышли первые схемы, отличающиеся простотой, на которых были установлены границы водоносных и водоупорных комплексов (Зайцев, 1945; Геология..., 1958; Ростовцев, Равдоникас, 1958; Материалы..., 1959; Геохимические..., 1959; Рябченков, 1959; Торгованова, Дуброва, Кругликов и др., 1960; Ковалев, 1960; Маврицкий, 1962; Региональная..., 1962; Кругликов, 1964; Гидрогеология..., 1970; Конторович, Нестеров, Салманов и др., 1975; Кругликов, Нелюбин, Яковлев, 1982; Назаров, 2004; Матусевич, Рыльков, Ушатинский, 2005).

Выяснение гидрогеологических условий формирования и сохранения залежей нефти и газа основывается на анализе основных гидродинамических факторов и выделении зон с разными гидродинамическими режимами. Анализ палео- и современных условий является важнейшей составной частью гидрогеологических исследований. Несмотря на то, что в ЗСОБ пробурены десятки тысяч глубоких геологоразведочных скважин, следует отметить, что даже основные гидродинамические закономерности к настоящему времени изучены лишь в общих чертах. Неодинакова и изученность различных водоносных комплексов, наибольшая у неокомского, что связано с его высокими перспективами на нефть и газ и открытием здесь множества залежей

углеводородов. Гидродинамическим исследованиям Западной Сибири посвящены многочисленные труды Б.Л. Александрова, Г.Д. Гинсбурга, А.Е. Гуревича, В.И. Дюнина, А.П. Каменева, В.Н. Корценштейна, Н.М. Кругликова, Б.Ф. Маврицкого, В.В. Нелюбина, О.В. Равдоникас, А.Д. Резника, О.Н. Яковлева и других (Ростовцев, Равдоникас, 1958; Торгованова, Дуброва, Кругликов, 1960; Маврицкий, 1962; Равдоникас, 1962; Кругликов, 1964; Гинсбург, Гуревич, Резник, 1971; Нелюбин, Каменев, 1976; Корценштейн, 1977; Розин, 1977; Шаблинская, Дорофеева, Лебедев, 1977; Кругликов, Яковлев, 1981; Кругликов, Нелюбин, Яковлев, 1985; Александров, 1987; Дюнин, 2000; Дюнин, Корзун, 2005; Новиков, 2005; Новиков, 2009а; Новиков, 2014; Кох, Новиков, 2014; Новиков, 2018; Новиков, 2019).

Исследованиями предыдущих лет установлены общие закономерности гидродинамики бассейна, которые тезисно можно свести к следующему: 1) Основное направление движения вод – от периферии к центральным районам до областей снятия напоров, где возможны перетоки в вышележащие горизонты. 2) Разгрузка подземных вод бассейна является скрытой с весьма сложным механизмом. 3) Для верхней части юрских и низов неокотских отложений в пределах северных районов бассейна характерно широкое распространение повышенных и аномально-высоких пластовых давлений (АВПД). 4) Различия в гидродинамике водонапорных толщ основных гидрогеологических комплексов объясняются их разными современными режимами: инфильтрационным в периферической части бассейна и элизионным в его центральных районах.

Многолетний опыт теоретических исследований процессов фильтрации и экспериментального изучения гидродинамики нефтегазоносных бассейнов мира показал, что непосредственными наблюдениями определить направление и скорость движения подземных вод можно лишь для грунтовых или неглубоких артезианских вод, исключая задачи, решаемые при разработке залежей нефти и газа (Павловский, 1930; Каменский, Корчебоков, Разин, 1935; Ламб, 1947; Лейбензон, 1947; Жуковский, 1949; Щелкачев, Лапук, 1949; Ломизе, 1951; Гармонов, Лебедев, 1952; Полубаринова-Кочина, 1952; Биркгоф, 1963; Милн-Томсон, 1964; Боचेвер и др., 1965; Гиматулинов, 1971; Баренблатт, Ентов, Рыжик, 1972; Бондаренко, 1973; Бэтчелор, 1973; Пыхачев, Исаев, 1973; Мироненко, Шестаков, 1974; Шестаков, 1979; Всеволожский, 1983; Гавич и др., 1983; Брилинг, 1984; Климентов, Кононов, 1985; Швидлер, 1985; Басниев и др., 1986; Гольдберг, Скворцов, 1986; Гавич, 1988; Шестаков, 1995; Николаевский, 1996; Шестаков, 1998; Мироненко, 2001; Азиз, Сеттари, 2004; Каневская, 2002; Басниев, Дмитриев, Розенберг, 2005). В этой связи основными способами определения направлений, скоростей и расходов потоков вод глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов, включая Западно-Сибирский, являются расчетные.

Комплекс геотермических работ в Западной Сибири также проводится более 70 лет. За этот период выполнено значительное число исследований, как теоретического характера, так и с

целью прикладного использования геотермической информации для решения различных проблем гидрогеологии, тектоники и нефтяной геологии региона. Их результаты отражены в многочисленных работах Э.Э. Фотиади, Б.Ф. Маврицкого, В.А. Кошляка, Л.М. Зорькина, Г.А. Череменского, Н.М. Кругликова, Б.П. Ставицкого, Ю.Г. Зимина, А.Э. Конторовича, Г.Д. Гинсбурга, А.Д. Дучкова, А.Р. Курчикова, И.И. Нестерова и многих других (Маврицкий, 1959; Маврицкий, 1960; Череменский, 1962; Ставицкий, 1964; Зимин, Конторович, Швыдкова, 1967; Ставицкий, 1968; Зимин, Конторович, 1969; Фотиади, Моисеенко, Соколова, 1969; Ставицкий, Сергиенко, Гинсбург, 1970; Гинсбург, 1971; Дьяконов, Гаттенбергер, Уточкина, 1972; Сергиенко, Малофеев, Сабанеева, 1972; Роменко, Сергиенко, 1973; Дучков, Соколова, 1974а; Дучков, Соколова, 1974б; Сергиенко, Роменко, 1974; Сергиенко и др., 1974; Сергиенко, 1977; Сурков, Роменко, Жеро, 1972; Курчиков, Ставицкий, 1980; Нестеров, Ставицкий, Курчиков, 1980; Курчиков, 1981; Ставицкий и др., 1981; Нестеров, Курчиков, Ставицкий, 1982; Дучков, Соколова, 1982; Сергиенко, 1983; Куликов, 1984; Сергиенко, 1984; Курчиков, Ставицкий, 1985; Курчиков, Ставицкий, 1986; Горшков и др., 1986; Дучков, Лысак, Балобаев, 1987; Нестеров, Курчиков, Ставицкий, 1988; Сергиенко, 1988; Ермаков, Скоробогатов, 1988; Дучков и др., 1990; Курчиков, 1992; Чистякова, 2001; Курчиков, 2005; Скоробогатов, Соин, 2009; Извеков, Соин, 2011; Новиков, 2003, 2011, 2013, 2016; Предтеченская, Фомичев, 2011; Скоробогатов, Соин, 2011; Дучков и др., 2013; Курчиков, 2014; Курчиков и др., 2017; Казаненков и др., 2019 и другие).

Первые геотермические построения для Западной Сибири были выполнены Г.А. Череменским в 1953-1954 гг. Позднее в 1958 г. Г.С. Крицук и Б.Э. Хесин существенно дополнили их и сделали ряд ценных выводов о геотермическом режиме ЗСОБ и влиянии на него различных геологических факторов. На построенной ими карте видно закономерное увеличение значений геотермического градиента в направлении погружения фундамента – от обрамления к центру осадочного бассейна. Авторами отмечается, что из большого числа факторов, определяющих геотермический режим покровных отложений платформенных областей, в Западной Сибири преобладают геотектонический и гидрогеологический; последний выражается в существенном влиянии активного движения холодных вод из областей питания. В 1960 г. Г.Е. Рябухин и И.И. Нестеров впервые для Западной Сибири отметили изменение величины геотермического градиента (в сторону увеличения к своду) в пределах отдельных локальных структур. В это же время В.Б. Торговановой и М.И. Помарнацким была построена схематическая карта значений геотермических градиентов, рассчитанных по величине температур песчаной пачки, залегающей на границе готерив-барремских и валанжинских отложений. В последующие годы обобщающие исследования проводились А.Э. Конторовичем, Б.П. Ставицким, В.А. Скоробогатовым, Н.М. Кругликовым, А.Р. Курчиковым и другими исследователями.

Первые региональные карты температур осадочного чехла на всю территорию ЗСОБ были построены в 1967 г. Ю.Г. Зиминим, А.Э. Конторовичем, Л.И. Швыдковой. Позднее такие построения выполнялись неоднократно В.И. Ермаковым, А.Э. Конторовичем, Н.М. Кругликовым, Б.П. Ставицким, В.А. Скоробогатовым и другими. Наиболее полные сводки содержатся в работах А.Э. Конторовича, А.Р. Курчикова, И.И. Нестерова (Конторович, Нестеров, Салманов и др., 1975, Курчиков А.Р., Ставицкий Б.П., 1985, Ермаков, Скоробогатов, 1986; Кругликов и др., 1985; Курчиков, Ставицкий, 1987, Курчиков, 1992 и др.).

Первые данные по тепловому потоку были получены Э.Э. Фотиади, У.И. Моисеенко и Л.С. Соколовой в 1969 г. В работах С.И. Сергиенко, А.Д. Дучкова, Л.С. Соколовой, В.И. Роменко, Б.П. Ставицкого, А.Р. Курчикова, И.И. Нестерова и других авторов проанализировано более 500 определений теплового потока. Наряду с исследованиями теплового потока А.Э. Конторовичем, Б.П. Ставицким, В.И. Ермаковым, В.А. Скоробогатовым, Н.М. Кругликовым и другими проводилось изучение распределений температур в осадочном чехле ЗСОБ. Определенное внимание уделялось исследованию и палеотемпературных полей, что нашло отражение в работах Н.Н. Немченко, В.А. Скоробогатова, В.И. Горшкова, А.Р. Курчикова, И.И. Нестерова, Б.П. Ставицкого, Ю.Г. Зимина.

К настоящему времени исследования вариаций геотермических параметров на локальном уровне приводятся в трудах Ю.Г. Зимина, А.Э. Конторовича, В.М. Матвиенко, В.И. Роменко, С.И. Сергиенко, В.П. Дьяконова, Н.П. Уточкиной, А.Р. Курчикова, Б.П. Ставицкого, Н.М. Кругликова и других.

Совершенно очевидно, что правильное представление об условиях формирования геотемпературного поля может быть получено только при комплексном анализе всех геотермических параметров: температур, геотермических градиентов, теплофизических свойств горных пород, тепловых потоков (Ермаков, Скоробогатов, 1986; Кругликов и др., 1985, Каталог данных..., 1985). В практике геотермических исследований используется ряд приемов для получения достоверной информации о геотемпературном поле. Теоретически и экспериментально установлено, что распределение температур в скважине становится близким к их естественному распределению по разрезу горных пород через определенное время после прекращения всех работ на скважине. Строгих математических решений для установления длительности времени выстойки скважин нет, так как характер возмущения зависит от большого числа самых разнообразных факторов. Поэтому достоверность термометрических исследований чаще всего оценивается путем проведения повторных замеров температур. Естественно, что вопрос о необходимом периоде выстойки скважин наиболее надежно решается по данным повторного термокаротажа. К сожалению, в Западной Сибири имеется только несколько глубоких скважин, где такие исследования проводились. Так, по скв. 24 на Ямбургской площади

термокаротаж проводился через 10 сут., 7 и 8 мес. Тепловой поток составил 49, 54 и 54 мВт/м². Температура на глубине 500 м в первом случае была равна 9°C, при последующих замерах – 2,8°C. По скв. 215 (Усть-Балыкская площадь) – через 40 сут. и 8 мес. Рассчитанный тепловой поток составил 55,7 и 57,8 мВт/м², т.е. недовосстановленность среднего геотермического градиента достигает 4 %. С учетом анализа термограмм по разным скважинам одной площади можно сделать вывод, что характер восстановления естественного поля в одном случае происходит с увеличением геотермических градиентов и тепловых потоков, в других – с уменьшением. Вероятно, выстойка скважин в течение 1 месяца достаточна для определения теплового потока с погрешностью 10%, однако, использовать такие термограммы для характеристики температур пород на глубинах до 1000 м нельзя из-за очень большой погрешности.

Распределение температур в осадочном чехле ЗСОБ наиболее полно описано в работах (Курчиков, Ставицкий, 1987; Курчиков, 1992), где выполнено построение и описание вариаций температур по четырем стратиграфическим поверхностям (кровлям покурской, киялинской и тюменской свит, поверхности доюрского фундамента), охватывающим большую часть чехла. При построениях использовались данные расчета температур по скважинам, отнесенным выше к опорным, а также фактические замеры параметра на глубинах, близких к соответствующим поверхностям. Из последних геотермических работ по северным и арктическим районам Западной Сибири следует отметить статьи А.Д. Дучкова, В.А. Казаненкова, А.Р. Курчикова, А.Г. Плавника, М.Н. Шапориной, Д.А. Новикова и других (Курчиков, 2005; Дучков и др., 2013; Курчиков и др., 2017; Казаненков и др., 2019; Новиков, 2019; Новиков, 2024).

Одна из наиболее сложных фундаментальных проблем современной гидрогеохимии – это выявление роли системы вода – порода в процессах формирования состава подземных вод различного гидрогеохимического облика в пределах крупных нефтегазоносных бассейнов Земли. Проблема геологической эволюции системы вода-порода-газ-органическое вещество активно развивается в мире в последние десятилетия и реализуется на теоретических основах, заложенных еще В.И. Вернадским (Вернадский, 1933).

Эта проблема приобрела особое значение как многоплановая, междисциплинарная, имеющая общегеологическое значение особенно при решении вопросов формирования состава различных геохимических и генетических типов подземных вод. В этой связи ученые многих стран занимаются разработкой важнейших аспектов взаимодействия в системе вода-порода-газ-органическое вещество, что подтверждается материалами специальных международных симпозиумов и многочисленными публикациями в рейтинговых журналах. Законодателями в этой области исследований среди зарубежных ученых заслуженно считаются R.M. Garrels, C.L. Christ (Garrels, Christ, 1965), H.C. Helgeson (Helgeson, 1969), Y. Tardy (Tardy, 1971; Tardy,

1982), J.I. Drever (Drever, 1985), H.W. Nesbitt (Nesbitt et al, 1981), P.C. Hess (Wood, Hess, 1980), W. Stumm (Stumm, 1986), K.S. Pitzer (Pitzer, 1984; Pitzer, 1994) и другие, в России – Д.С. Коржинский (Коржинский, 1940, 1959), В.А. Жариков (Жариков и др., 1972; Жариков и др., 1998; Жариков, 2005), И.К. Карпов (Карпов и др., 1971; Карпов, 1981; Дорогокупец, Карпов, 1984), С.Р. Крайнов (Крайнов и др., 1988), А.И. Перельман, Б.Н. Рыженко (Рыженко и др., 2000; Рыженко и др., 2003), С.Л. Шварцев (Шварцев, 1991; Шварцев, 1992; Шварцев, 1995; Шварцев, 2008), Ю.В. Шваров (Шваров, 1976; Шваров, 1978; Шваров, 1981), М.Б. Букаты (Букаты, 1997; Букаты, 1999; Букаты и др., 2010) и многие другие (Frape et al, 1984; Foustoukos et al, 2008; Scislewski, Zuddas, 2010; Hüpers et al, 2016; Wanner et al, 2017).

Система вода-порода активно исследуется во многих научных коллективах. Наиболее интересные данные получены в лабораториях, обладающих уникальным оборудованием. Среди публикаций, отражающих результаты этих исследований следует отметить работы R.A. Berner (Berner, 2004; Berner, 2006), A.E. Blum (Blum, Lasaga, 1987; Blum, Lasaga, 1991), W.H. Casey (Casey et al, 1988; Casey, 2006), R. Hellmann (Hellmann, 1994; Hellmann et al, 2012), G.R. Holdren (Holdren, 1993), A.C. Lasaga (Lasaga, Berner, 1998; Lasaga, Lüttge, 2005), I.J. Muir (Muir, Nesbitt, 1992; Muir, Nesbitt, 1997), H.W. Nesbitt (Nesbitt et al, 2011; Nesbitt et al, 2015), P. Schweda (Schweda, Sjöberg, 1996; Schweda et al, 1997), R. Wollast (Wollast, Chou, 1992; Wollast, Chou, 1998) и многих других.

Россия также обладает новыми экспериментальными и особенно новыми геологическими данными (Крайнов и др., 2012, Рыженко, Черкасова, 2011; Рыженко, Черкасова, 2012; Рыженко, Рябенко, 2013; Рыженко, Черкасова, 2014; Шварцев и др., 2014; Шварцев и др., 2015; Шварцев, 2017; Шварцев и др., 2017; Букаты и др., 2010; Гаськова, Букаты, 2008; Гаськова и др., 2009; Дутова, Никитенков, 2010; Вологодина и др., 2015; Гаськова и др., 2017; Гаськова и др., 2018; Борзенко и др., 2017а; Борзенко и др., 2017б; Борзенко, Фёдоров, 2019; Харитонов, Вах, 2015; Харитонов и др., 2016; Харитонов и др., 2017; Dutova et al., 2017; Еремин и др., 2016; Еремин и др., 2018а; Еремин и др., 2018б; Гусева, Савичев, 2016; Гусева и др., 2018; Иванова, Лепокурова, 2015; Иванова и др., 2018; Хаустов, 2017; Хаустов, Редина, 2017; Копылова и др., 2018; Покровский и др., 2010; Плюснин и др., 2013; Рыбникова, Рыбников, 2019; Савичев и др., 2016; Савичев и др., 2018; Дребот, Лепокурова, 2022; Лепокурова, Шварцев, 2019 и другие).

Систематическое изучение фактического состояния равновесия подземных вод с горными породами началось на базе методических приемов, разработанных Р.М. Гаррелсом, Ч.Л. Крайстом, Г.К. Хелгесоном, П.Б.Бартоном и многими другими исследователями. Для осадочных бассейнов сводные работы до сих пор отсутствуют, но отдельные аспекты проблемы изложены во многих статьях (Helgeson, 1969; Валяшко, Власова, 1971; Шварцев, 1991; Шварцев, 1992; Шварцев, 1995; Шварцев, 2008; Aagaard, Helgeson, 1982; Ben Vassar, Fritz, 1993; Букаты,

1999; Polyansky et al, 2003; Novikov, Trifonov, 2016; Новиков, 2016; Новиков, Вакуленко, Ян, 2019 и др.). На мировом уровне эти идеи активно обсуждаются на Международных симпозиумах по взаимодействию воды с горными породами. 21-26 июля 2019 года в Томске прошел один из них, где секция «Geological Evolution of Water-Rock System: Mechanisms, Processes, Factors, Stages» была посвящена памяти выдающего советского и российского гидрогеохимика С.Л. Шварцева. В основе этих идей лежат фундаментальные разработки по термодинамике и кинетике геохимических процессов, состоянию физико-химического равновесия.

Огромный фактический материал по составу флюидов осадочных бассейнов Сибири, накопленный с 50-х годов прошлого века, расширил и во многом изменил наши представления о составе подземной гидросферы Земли. Вместе с тем вопросы генезиса подземных вод нефтегазоносных отложений Западной Сибири широко дискутируются в научном сообществе с 1960-х годов (Ставицкий и др., 2004; Шварцев, Новиков, 2004; Курчиков, Плавник, 2009; Новиков и др., 2021a; Novikov, 2017 и др.). Среди немногих работ по изотопному составу подземных вод различных регионов ЗСОБ следует отметить труды В.Е. Ветштейна, А.Д. Назарова, С.И. Голышева, В.Г. Иванова, Л.Н. Крицук, В.А. Полякова и др. (Ветштейн и др., 1981; Голышев, Иванов, 1983; Крицук, Поляков, 2005; Лепокурова, 2012, Назаров, 2004; Поляков и др., 2008).

Изотопные методы исследований, начиная с пионерных работ Хармона Крейга (Craig, 1961) и Вилли Дансгаарда (Dansgaard, 1964), широко применяются при гидрогеохимических исследованиях во всем мире. За многие годы изучения накоплен обширный материал по изотопному составу подземных вод Западно-Канадского нефтегазоносного бассейна (Hitchon, Friedman, 1969; Hitchon et al., 1971; Connolly et al., 1990), бассейна Уиллистон (Roston, Holmden, 2000), бассейнов Мичигана и Аппалачей (McNutt et al., 1987; Das et al., 1990; Wilson, Long, 1993), бассейна Иллинойс (Stueber, Walter, 1991; Stueber et al., 1993; Strapoć et al., 2008; Schlegel et al., 2011 a; Schlegel et al., 2011 b; Labotka et al., 2015), нефтегазоносных бассейнов Китая (Cai et al., 2001; Nan et al., 2011; Jiang et al., 2015; Zhu et al., 2015 и др.).

Отдельное внимание следует уделить исследованиям, посвященным изучению изотопного состава сидикахитов различной генетической природы (Конторович и др., 1985a; Конторович и др., 1985b), выступающих первичным материалом для формирования изотопного состава водорастворенного углерода. Соответственно, приведенные в них данные являются предпосылкой для выявления причин установления определенных значений $\delta^{13}\text{C}$ в водах, проанализированных в настоящем исследовании.

Генезис подземных вод, природа вертикальной инверсионной гидрогеохимической зональности, механизмы формирования их состава вызывают широкие дискуссии среди исследователей до настоящего времени. С.Л. Шварцевым были сформулированы новые идеи

непрерывного геологически длительного взаимодействия воды с горными породами, которые коренным образом изменили существующие взгляды на генезис подземных вод осадочных бассейнов (Шварцев, 1991; Шварцев, 1992; Шварцев, 1995; Шварцев, 2008).

В настоящей работе сделана попытка с современных теоретических позиций рассмотреть вопросы гидрогеологического строения и гидрогеохимии нефтегазоносных отложений северных районов одного из крупнейших в мире – Западно-Сибирского осадочного бассейна.

1.2. Фактический материал и методы исследований

Ранее отмечалось, что с начала поисково-разведочных работ в северных районах Западной Сибири накоплен огромный фактический материал по гидрогеологии и гидрогеохимии нефтегазоносных отложений, ждущий научного обобщения. Исходные данные, обобщенные в диссертационной работе, собирались автором с 1997 года в производственных подразделениях Концерна «Главтюменьгеология» (ПГО «Уренгойнефтегазгеология», «Ямалнефтегазгеология», «Пурнефтегазгеология» и других) и были получены за длительный период времени. Эти материалы аккумулированы в отделе баз данных Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН. В настоящее время на исследуемой территории нефтегазопромысловые работы и разработку месторождений углеводородов ведут дочерние общества ПАО «Газпром», ПАО «Роснефть», ПАО «Газпромнефть», ПАО «НОВАТЭК», ПАО «Лукойл» и другие. В рамках реализации базовых бюджетных проектов Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН Программы фундаментальных научных исследований государственных академий наук Российской Федерации на 2013–2024 годы и многочисленных грантов Российского фонда фундаментальных исследований (03-05-65417, 04-05-65310, 07-05-00877, 07-05-06095, 08-05-06809, 08-05-99026, 10-05-98015, 10-05-00442, 11-05-98003, 14-05-00868, 16-05-00945, 16-35-50175, 17-45-540086, 18-05-20035, 18-05-70074 – Ресурсы Арктики) и Российского научного фонда (22-17-20029) получен ряд важнейших результатов.

Рассмотрим подробнее некоторые методические аспекты выполненных исследований и дадим краткую характеристику фактического материала.

Гидродинамические исследования базировались на существующих представлениях о появлении и функционировании в крупных осадочных бассейнах элизионных водонапорных систем (геостатических и термдегидратационных). В большинстве природных водонапорных систем контролируемая минерализацией плотность подземных вод изменяется как по площади, так и в разрезе, а водоносные горизонты залегают наклонно, так что в общем случае перепады уровней воды в коллекторе зависят не только от ее движения из области питания в область разгрузки, но и от пространственных изменений ее плотности. Чтобы исключить влияние последних, при анализе региональной гидродинамики используют не наблюдаемые уровни, а

приведенные напоры (приведенные давления) подземных вод. Только их перепад может служить показателем движения подземных напорных вод в разбуренном интервале глубин. Обычно плоскость сравнения (приведения) проводят по забою самой глубокой скважины.

Структура гидродинамического поля нефтегазоносных бассейнов формируется длительное время и тесно связана с геологической историей, процессами уплотнения осадочных пород, сопровождающимися возникновением элизионных водонапорных систем (Карцев, Абукова, Абрамова, 2015) и как следствие – аномально высокими пластовыми давлениями (АВПД), получившими широкое распространение в изучаемом регионе. Под элизионной геостатической (литостатической) водонапорной системой понимается система гидрогеологических бассейнов, приуроченная к прогибающемуся участку земной коры, выполненному мощным комплексом осадочных образований, в которой область питания является наиболее погруженная часть пласта-коллектора, откуда поступившая вода перемещается в направлении восстания пласта к областям разгрузки. Основная форма энергии – потенциальная энергия упругой деформации жидкости, накапливающейся в коллекторах в результате уплотнения отложений и выжимания из них вод. Выделяют: 1) системы, в которых напор вод возникает главным образом в результате выжимания вод из глин в коллекторы; они характерны для относительно молодых отложений, преимущественно мезозойско-кайнозойского возраста, на глубинах 2,5-3,5 км; 2) системы, в которых источником возникновения напора служит в основном уплотнение самих коллекторов; они характерны для относительно древних отложений. Под элизионной термодегидратационной системой понимается система гидрогеологических бассейнов, в которой напоры вод создаются вследствие появления избыточного количества жидкости при термической дегидратации минералов, т.е. контролируются геотемпературным полем; термодегидратация минералов сопровождается выделением химически связанных вод в свободную фазу, что приводит к опреснению подземных вод в глубокопогруженных частях гидрогеологического бассейна (Карцев, Абукова, Абрамова, 2015).

Под воздействием механических сил и физико-химических процессов пористость осадочных пород уменьшается, и они уплотняются. Процессы уплотнения осадочных пород рассматриваются в многочисленных работах Н.Б. Вассоевича, Ю.В. Мухина, И.И. Нестерова, Э.А. Прозоровича, Б.К. Прошлякова, Э.Э. Фотиади, Д.М. Уэллера и других (Athy, 1930; Фотиади, 1957; Weller, 1959; Вассоевич, 1960; Прошляков, 1960; Прозорович, 1962; Комаров, Постников, 1964; Maxwell, 1964; Мухин, 1965; Нестеров, 1965; Леворсен, 1970; Алексеев и др., 1982; Magara, 1968; Bjørlykke и др., 1989; Ehrenberg, Nadeau, 2005; Ehrenberg и др., 2009). Основной фактор уплотнения – гравитация, т.е. вес перекрывающих отложений, возрастающий по мере увеличения мощности осадочного чехла (Вассоевич, 1960). Поэтому степень уплотнения глинистых пород

определяется в основном величиной геостатического давления, а их физические свойства зависят от глубины погружения или величины нагрузки. На величину уплотнения песчаных пород, кроме нагрузки, оказывают влияние физико-химические процессы, приводящие к растворению соприкасающихся обломочных зерен на их контактах. Различают два вида уплотнения – упругое и пластическое (Леворсен, 1970). Породы, подвергшиеся упругой деформации, при снятии давления восстанавливают частично или полностью свой первоначальный объем и пористость. Но если они подвергались пластической деформации, то их первоначальный объем и пористость не восстанавливаются даже частично (Алексеев и др., 1982). Хрупкие деформации (катаклаз) обломочных зерен, также имеют место быть в рассматриваемых отложениях и значительно увеличивают проницаемость пород (Antonellini et al., 1994). Наблюдаются также процессы гравитационной коррозии зерен (Симанович, 1978).

В основу гидродинамических исследований положены результаты испытания более 4000 объектов на 251 поисковой площади в пределах северных районов ЗСОБ в междуречье Оби и Енисея, а также материалы интерпретации ГИС и лабораторных исследований керна (более 6200 образцов). Наиболее изученными являются меловые резервуары. При обобщении и анализе гидродинамических параметров юрско-меловых отложений были приняты следующие плоскости сравнения для основных водоносных комплексов: апт-альб-сеноманского –2500 м, неокомского –4000 м, верхнеюрского –3800 м и ниже-среднеюрского –5500 м.

При построении карт пластовых температур была принята методика, основы которой были заложены А.Э. Конторовичем, А.Р. Курчиковым, И.И. Нестеровым, Б.П. Ставицким в 60-е-70-е гг. прошлого столетия. Был создан банк всех имеющихся геотермических материалов (термометрия скважин и точечные замеры пластовых температур) и выполнена их разбраковка по степени достоверности. Общий массив геотермических материалов представлен точечными замерами пластовых температур (более 10000 объектов) и термометрией более 400 глубоких скважин. На его основе были рассчитаны геотермические параметры (геотермический градиент и ступень) мезозойского разреза, которые были положены в основу геотермического районирования территории по величине геотермического градиента. Далее с использованием новейших структурных карт по основным отражающим горизонтам (В.А. Конторович и др.) и регрессионных зависимостей геотермических параметров с глубиной были созданы сеточные модели (Grid) с использованием программных пакетов GridBuilder, GridMaster и SURFER. Финальная корректировка карт современных температур проводилась с учетом фактических замеров в скважинах.

Наиболее сложным этапом подготовительных исследований стал предварительный анализ имеющихся гидрогеохимических данных и его разбраковка. Достоверность определения состава воды зависит от многих факторов: техногенных, технологических и методологических,

определяющих, в конечном итоге, качество отбора пробы. К техногенным факторам относятся такие, как качество приготовления бурового раствора, чистота бутылок для проб, разбавление пластовой воды глинистым раствором или технической водой и т.д. К факторам технологическим относятся различные добавки, применяемые в процессе вскрытия пласта бурением как для утяжеления раствора (что может привести при значительной депрессии на пласт к его загрязнению и трудностям в освоении), так и химические реагенты, употребляемые для изменения свойств раствора (вязкости, водоотдачи) и влияющие в последствии на ионно-солевой состав пластовой воды в призабойной части пласта. В частности, для борьбы с гидратообразованием иногда еще до получения из неясного по насыщению пласта в его околоскважинную зону или на забой скважины производят закачку раствора хлористого кальция. Это неизбежно приводит к увеличению минерализации пластовой воды (иногда на порядок от реальной). Такие пробы, заметно отличающиеся в %-эквивалентной форме по кальцию и хлору должны быть отбракованы. И, наконец, последний из основных методологических факторов заключается в выборе методики освоения и исследования пласта с учетом характера притока, степени промытости призабойной зоны и ствола скважины, а также депрессии на пласт.

При проведении анализа собранного фактического материала по ионно-солевому составу пластовых вод месторождений севера Западной Сибири необходимо учитывать, что часть из этих проб была получена при совместных притоках газа с водой или нефти с водой из переходных зон или из водонасыщенных, но вблизи ВНК или ГВК из-за некачественного цементаж эксплуатационных колонн. Кроме того, по многочисленным литературным данным известно, что вблизи ВНК и ГВК находится зона вод с пониженной минерализацией и пластовая вода соответствующая свободной фоновой будет на расстоянии 10-15 м от контакта. Пониженное значение минерализации пробы воды может быть обусловлено геологическими причинами, водой рыхлосвязанных диффузных опресненных слоев, которые могут прийти в движение из-за большой депрессии на пласт при его освоении. Это может заметно уменьшить минерализацию воды, полученной при незначительных притоках из глубоких скважин. Вот почему при проведении анализа распределения величины минерализации по площади и разрезу того или иного месторождения (площади) необходимы сведения о результатах испытания пласта.

По некоторым интервалам было представлено по 2-3 анализа. В процессе работы было отбраковано 1678 несбалансированных проб (это почти 23 % от общего количества, главным образом, пробы с заведомо низкой, менее 2 г/дм³ величины минерализации), что может быть принято только для краевых областей ЗСОБ, где в меловых и юрских отложениях происходит смешение инфильтрационных и пластовых вод. Отбракованы были и те высокие значения минерализации, которые обусловлены обработкой скважин химическими реагентами, что очевидно по характеру распределения макрокомпонентов. Ионно-солевой состав пластовых вод

является носителем информации, которую во многом еще предстоит расшифровать. Изучение этой проблемы следует поставить на другой, более высокий производственный и научный уровень и включить в обязательный комплекс геолого-промысловых работ на уровне с изучением нефтегазоносности различных территорий и разреза Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции в целом. Можно полагать, что оставшиеся в базе данных некачественные анализы не могут сыграть существенную отрицательную роль (особенно при региональных и зональных обобщениях), т.к. количество их незначительно.

В целом база данных, характеризующая флюиды нижнего гидрогеологического этажа северных районов ЗСОБ представлена 5603 анализами подземных вод, 1707 анализами водорастворенных газов, более 3000 анализами свободных газов по 1984 залежам углеводородов, 365 анализами нефтей. Распределение фактического материала по основным водоносным комплексам показало, что наиболее обширный фактический материал собран по неокомскому водоносному комплексу, что не является случайным, т.к. к нему приурочены основные запасы нефти изучаемого региона.

В методическом плане наиболее трудоемкими при проведении исследований стали расчеты равновесий в системе вода-порода-газ. Система вода-газ является весьма сложной, что объясняется ее многокомпонентностью и разнонаправленностью протекающих в ней процессов. Это обстоятельство делает проблематичным использование ранее применявшихся упрощенных методов расчета степени насыщения пластовых вод газами, индивидуальных фугитивностей газов и т.д. В связи с этим для расчетов в настоящей работе используется программный комплекс HG-32 (Hydrogeo), разработанный М.Б. Букаты в Институте нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, не имеющий в настоящее время аналогов в мире, позволяющий учитывать при расчетах все параметры изучаемой системы (плотность, общую минерализацию и состав пластовых вод, газонасыщенность, состав ВРГ, термобарические условия и другие показатели) и определять состав и ряд характеристик равновесной свободной газовой фазы по составу растворенного газа и воды, или наоборот, состав и другие параметры растворенного газа по составу свободного газа и раствора, а также моделировать эвазию-инвазию газов при изменении давления, температуры и состава раствора (Букаты, 1992; Букаты, 1999; Новиков, 2009; Новиков, 2015а).

В ее основу положены зависимости закона действующих масс и метода активности. Для каждого компонента i из n компонентов растворенной в подземной воде газовой смеси в этом случае рассматривается обратимая реакция перехода из раствора в свободную фазу



Закон действия масс для неё может быть записан в виде

$$K_i = f_i / a_i^0, \quad (1.2)$$

где K_i - термодинамическая константа равновесия, f_i - фугитивность (летучесть) газа в свободной фазе, a_i^0 - его активность в равновесном со свободной фазой (насыщенным этим газом) растворе в стандартном состоянии.

Степень насыщения водного раствора газом i оценивается с помощью индекса недонасыщенности

$$L_i = \frac{a_i K_i}{f_i}, \quad (1.3)$$

где a_i - активность газа в исследуемой воде.

Наиболее простой подход заключается в непосредственном определении фугитивности F_i каждого газа i в гипотетической равновесной с раствором свободной газовой фазе с помощью полуэмпирических методов, предложенных А.Ю. Намиотом, Е.С. Баркан и другими, причем

$$F_i \equiv a_i K_i \quad \text{и} \quad L_i = \frac{F_i}{f_i}. \quad (1.4)$$

Для расчета f_i и K_i были использованы ряд поправочных коэффициентов и серии регрессионных уравнений, полученные М.Б. Букаты в результате обработки экспериментальных данных, которые описывают необходимые термодинамические параметры, растворимость и распределение газов между фазами в зависимости от состава каждой из них и реальных термобарических условий.

Оценка процесса перераспределения газов между залежами и пластовыми водами проводилась по отношениям величин индивидуальных фугитивностей газов, рассчитанных в системах залежь – пластовые воды и пластовые воды – залежь. В первом случае по составу свободной газовой фазы рассчитывался гипотетический равновесный состав ВРГ, а во втором – по ВРГ рассчитывался состав гипотетической газовой залежи. Расчеты степени насыщения пластовых вод газами (K_2), индивидуальных степеней насыщения пластовых вод газами и индивидуальных фугитивностей газов, прогнозных характеристик и т.д. проведены для более 400 объектов в пределах меловых, юрских и палеозойских отложений, локализованных в границах 52 месторождений (разведочных площадей) в северных районах ЗСОБ (рис. 1.1).

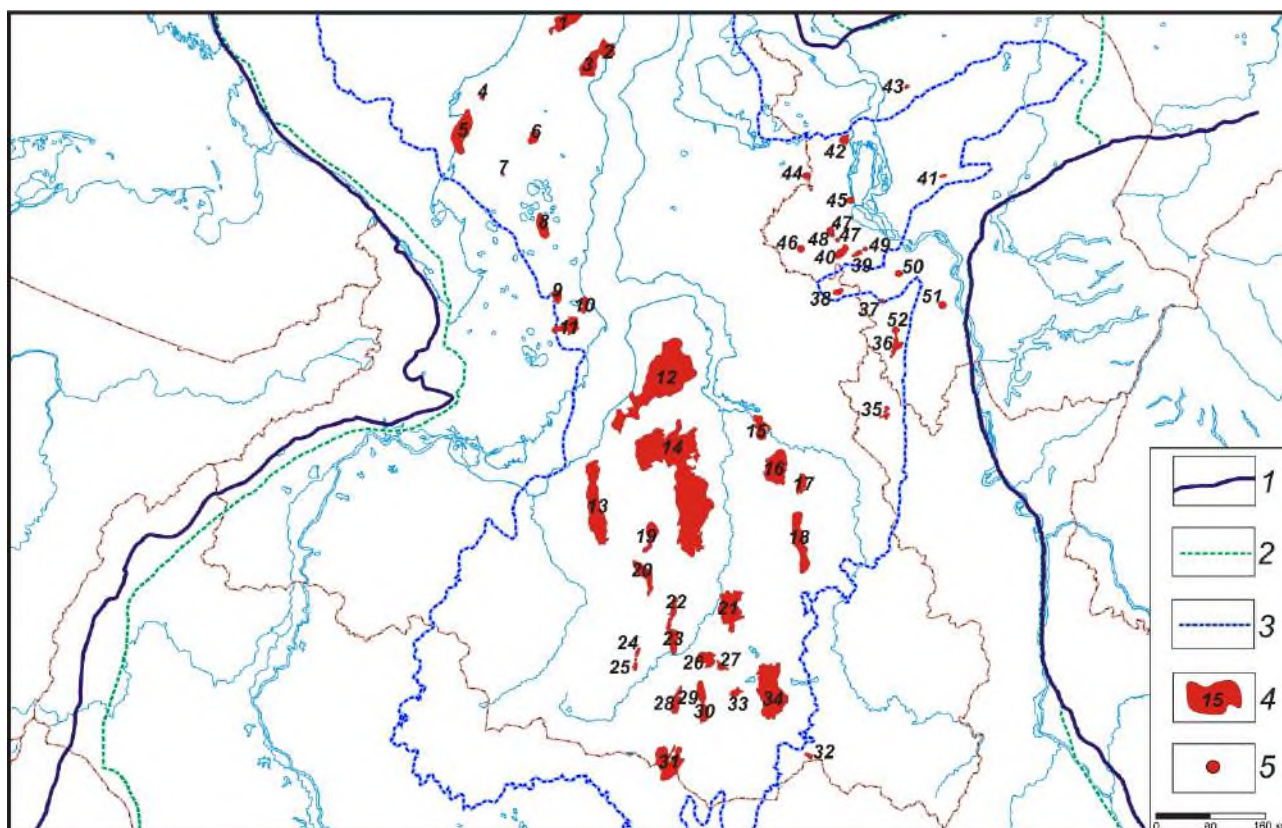


Рисунок 1.1. – Расположение месторождений и разведочных площадей с выполненными расчетами водно-газовых равновесий в северных и арктических районах Западной Сибири.

Границы: 1 – Западно-Сибирского осадочного бассейна; 2 – юрского осадочного бассейна; 3 – Ямало-Карской депрессии; Месторождения и разведочные площади: 4 – месторождения: 1 – Малыгинское, 2 – Тасийское, 3 – Западно-Таркосалинское, 4 – Харатское, 5 – Крузенштернское, 6 – Верхне-Тиутейское, 7 – Нерстинское, 8 – Арктическое, 9 – Нурминское, 10 – Хамбательское, 11 – Ростовцеское, 12 – Ямбургское, 13 – Медвежье, 14 – Уренгойское, 15 – Тазовское, 16 – Заполярное, 17 – Русское, 18 – Южно-Русское, 19 – Юбилейное, 20 – Ямсовейское, 21 – Восточно-Таркосалинское, 22 – Северо-Губкинское, 23 – Губкинское, 24 – Комсомольское, 25 – Барсуковское, 26 – Тарасовское, 27 – Усть-Харампурское, 28 – Вынгайхинское, 29 – Восточно-Вынгайхинское, 30 – Етыпуровское, 31 – Вынга-Пуровское, 32 – Удмурское, 33 – Южно-Таркосалинское, 34 – Харампурское, 35 – Лодочное, 36 – Сузунское, 37 – Горчинское, 38 – Южно-Соленинское, 39 – Ушаковское, 40 – Пеляткинское, 41 – Озерное, 42 – Дерябинское, 43 – Хабейское; 5 – разведочные площади: 44 – Танамская, 45 – Южно-Носковская, 46 – Яровская, 47 – Средне-Яровская, 48 – Аномальная, 49 – Турковская, 50 – Семеновская, 51 – Больше-Лайдинская, 52 – Токачинская.

При расчете равновесий в системе вода-порода нами также использовалась методика М.Б. Букаты, реализованная в составе программного комплекса НГ-32 (HydroGeo) (Букаты, 1999).

В основу методики моделирования гидрогеохимических процессов положено понятие элементарных реакций $r \equiv b_1 B_1 + \dots + b_n B_n = B_{1b_1} \dots B_{nb_n}$, где r - элементарная реакция; B_i , b_i - i -я частица раствора и её стехиометрический коэффициент в реакции r ; $B_{1b_1} \dots B_{nb_n} \equiv D_r$ - образующийся в результате r минерал, либо ионный ассоциат, совокупность которых исчерпывающе описывает любые анализируемые природные процессы, а также методы равновесной термодинамики и химической кинетики. Для учета неидеальности раствора применен метод активности Г.Н. Льюиса (1936). Расчет коэффициентов активности компонентов раствора и активности растворителя-воды основан на методе К.С. Питцера (1974, 1992).

В качестве параметров элементарных процессов рассматриваются:

$$G_{T,P,r} = G_r^0 + (298 - T)S_r^0 + G'_{T,r} + G'_{P,r}, \quad \ln K_{T,P,r} = -G_{T,P,r} (RT)^{-1}, \quad P_{a,r} = a_{D_r} \prod_i^n a_{B_i}^{-1}, \quad (1.5)$$

$$G'_{T,r} = \int_{298}^T C_{P,r}^0 \cdot dT - T \int_{298}^T \frac{C_{P,r}^0}{T} \cdot dT \quad \text{и} \quad G'_{P,r} = \int_{P_0}^{P'} V_{T,r}^0 \cdot dP'$$

где параметры и вычисляются по

формулам интегрирования после подстановки функций $C_P^0 = f(T)$ и $V_T^0 = f(P')$ в виде полиномов четырех видов: Майера-Келли, Карпова или Тангера-Хелгесона, либо принимая их постоянными; P' - давление в термодинамических Дж; $G_{T,P,r}$, G_r^0 , S_r^0 , $C_{P,r}^0$, V_r^0 - мольные изменения термодинамических параметров в ходе реакции r при заданных и стандартных Т-Р условиях; R - универсальная газовая постоянная; $K_{T,P,r}$ - термодинамическая константа равновесия, $P_{a,r}$ - произведение активности участвующих в реакции r компонентов раствора.

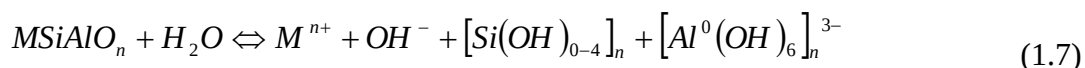
Вышеназванная методика, реализованная в программном комплексе HG-32 (HydroGeo) наиболее полно отвечала нашим требованиям по проведению расчетов в системе с разными термобарическими условиями и гидрогеохимией.

Расчеты по изучению равновесий подземных вод с карбонатными и алюмосиликатными минералами проводились на основе данных о составе пластовых вод и термобарических условиях нефтегазоносных отложений основных гидрогеологических комплексов северных районов ЗСОБ и сопредельных районов Енисей-Хатангского регионального прогиба. Электронная база данных, использованная для расчетов, достаточно представительна и включает результаты испытания и гидрогеохимического опробования 1933 объектов 147 месторождений и разведочных площадей (более 3000 проб) (рис. 1.2).

Взаимодействие пластовых вод с карбонатными минералами (кальцитом и доломитом) происходит на основе реакции растворения и описывается уравнением:



Механизм инконгруэнтного растворения алюмосиликатных минералов связанный главным образом с явлением гидролиза можно записать в виде уравнения:



где n относится к неопределенным атомным отношениям, o и t – соответственно к октаэдрическим и тетраэдрическим координациям; M обозначает

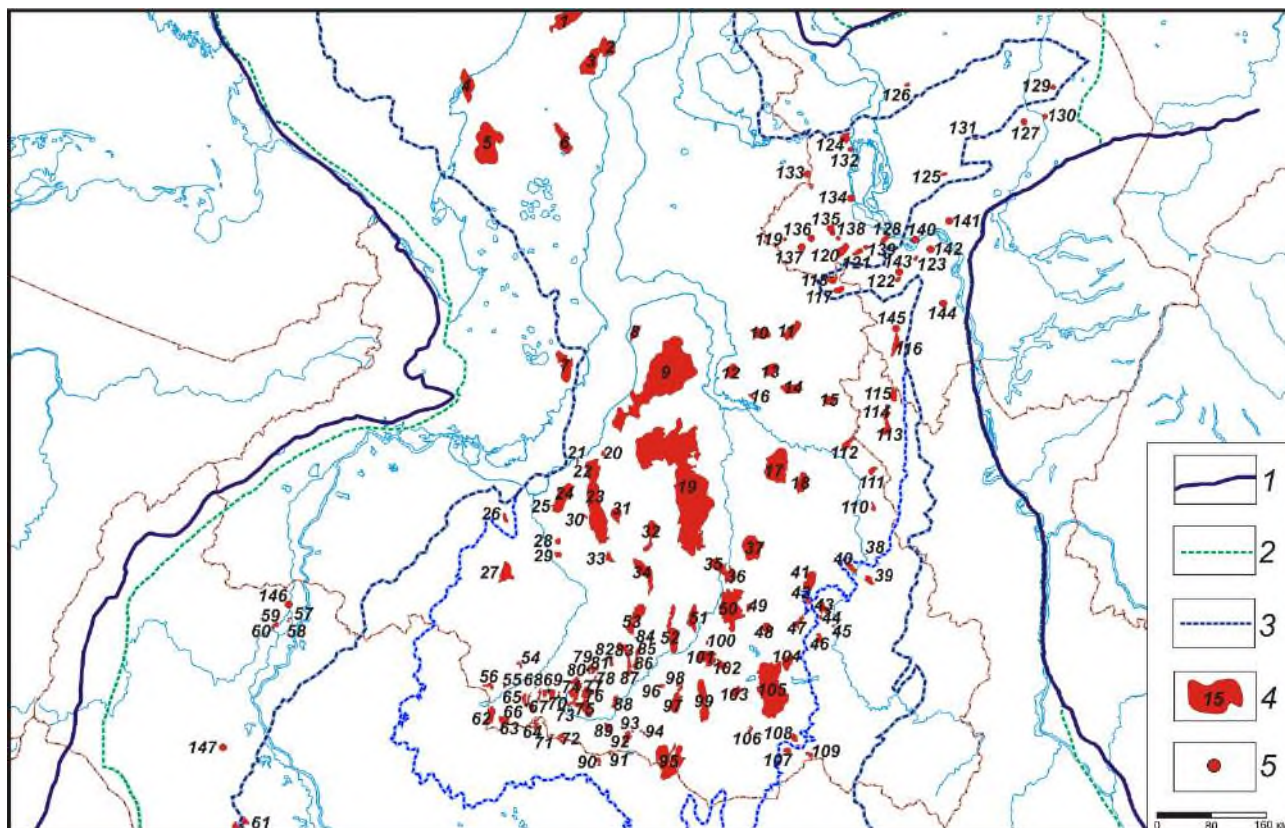


Рисунок 1.2. – Расположение месторождений и разведочных площадей с выполненными расчетами равновесий в системе вода – горная порода в северных районах Западной Сибири. Границы: 1 – Западно-Сибирского осадочного бассейна; 2 – юрского осадочного бассейна; 3 – Ямало-Карской депрессии; Месторождения и разведочные площади: 4 – месторождения: 1 – Малыгинское, 2 – Тасийское, 3 – Северо-Тамбейское, 4 – Харасавейское, 5 – Бованенковское, 6 – Западно-Сеяхинское, 7 – Новопортовское, 8 – Парусное, 9 – Ямбургское, 10 – Западно-Мессояхское, 11 – Восточно-Мессояхское, 12 – Находкинское, 13 – Южно-Мессояхское, 14 – Пяяхинское, 15 – Хальмерпаютинское, 16 – Перекатное, 17 – Заполярное, 18 – Русское, 19 – Уренгойское, 20 – Северо-Ныдинское, 21 – Сандибинское, 22 – Ныдинское, 23 – Медвежье, 24 – Лензитское, 25 – Кушелевское, 26 – Ярудейское, 27 – Хейгинское, 28 – Средне-Надымское, 29 – Надымское, 30 – Западно-Медвежье, 31 – Восточно-Медвежье, 32 – Юбилейное, 33 – Пангодинское, 34 – Ямсовейское, 35 – Пырейное, 36 – Южно-Пырейное, 37 – Береговое, 38 –

Западно-Красноселькупское, 39 – Термокарстовое, 40 – Черничное, 41 – Малочасельское, 42 – Кынское, 43 – Усть-Часельское, 44 – Южно-Часельское, 45 – Ютырмальское, 46 – Кыпакынское, 47 – Верхне-Часельское, 48 – Ханчейское, 49 – Юмантыльское, 50 – Восточно-Таркосалинское, 51 – Западно-Таркосалинское, 52 – Губинское, 53 – Северо-Комсомольское, 54 – Хеттинское, 55 – Инучинское, 56 – Ямпинское, 57 – Северо-Алясовское, 58 – Южно-Алясовское, 59 – Деминское, 60 – Березовское, 61 – Яхлинское, 62 – Милиское, 63 – Мало-Перевальное, 64 – Верхне-Надымское, 65 – Ньюдеяхское, 66 – Насельское, 67 – Пякутинское, 68 – Северо-Пякутинское, 69 – Мало-Пякутинское, 70 – Западно-Сугмутское, 71 – Соимлорское, 72 – Восточно-Соимлорское, 73 – Восточно-Сугмутское, 74 – Романовское, 75 – Крайнее, 76 – Южно-Пямалияхское, 77 – Пямалияхское, 78 – Новоумсейское, 79 – Южно-Пурпейское, 80 – Северо-Романовское, 81 – Умсейское, 82 – Северо-Янгтинское, 83 – Верхне-Пурпейское, 84 – Западно-Пурпейское, 85 – Комсомольское, 86 – Барсуковское, 87 – Восточно-Янгтинское, 88 – Восточно-Суторминское, 89 – Холмистое, 90 – Отдельное, 91 – Западно-Ортъягунское, 92 – Спорышевское, 93 – Северо-Ноябрьское, 94 – Восточно-Ноябрьское, 95 – Вынга-Пуровское, 96 – Западно-Вынгаяхинское, 97 – Вынгаяхинское, 98 – Северо-Вынгаяхинское, 99 – Етыпуровское, 100 – Северо-Айваседопурское, 101 – Тарасовское+Восточно-Тарасовское, 102 – Усть-Харампурское, 103 – Южно-Таркосалинское, 104 – Тэрельское, 105 – Харампурское, 106 – Иохтурское, 107 – Холмистое, 108 – Ветровое, 109 – Удмуртское, 110 – Южно-Сидоровское, 111 – Мангазейское, 112 – Русскореченское, 113 – Тагульское, 114 – Лодочное, 115 – Ванкорское, 116 – Сузунское, 117 – Южно-Соленинское, 118 – Северо-Соленинское, 119 – Нанадянское, 120 – Пеляткинское, 121 – Ушаковское, 122 – Зимнее, 123 – Нижнехетское, 124 – Дерябинское, 125 – Озерное, 126 – Хабейское, 127 – Джангодское, 128 – Казанцевское; 5 – разведочные площади: 129 – Средне-Пясинская, 130 – Рассохинская, 131 – Верхне-Кубинская, 132 – Береговая, 133 – Танамская, 134 – Южно-Носковская, 135 – Средне-Яровская, 136 – Паютская, 137 – Яровская, 138 – Аномальная, 139 – Турковская, 140 – Малохетская, 141 – Сухо-Дудинская, 142 – Долганская, 143 – Семеновская, 144 – Больше-Лайдинская, 145 – Токачинская, 146 – Устремская, 147 – Тутлеймская.

металлические катионы; последний член реакции $(M, H)Al^0SiAl^tO_n$ включает три возможные вещества: глинистый минерал, цеолит и силикатные обломки.

Для нанесения данных по составу подземных вод для систем $HCl-H_2O-Al_2O_3-CO_2-MgO-Na_2O-SiO_2$ и $HCl-H_2O-Al_2O_3-CO_2-MgO-K_2O-SiO_2$ нами использовались диаграммы из работ Х. Хельгесона, М. Бин Баккара и Б. Фрица (Helgeson, 1969; Ben Vassar, Fritz, 1993), а для систем $SiO_2-Al_2O_3-Na_2O-CO_2-H_2O$, $SiO_2-Al_2O_3-CaO-CO_2-H_2O$ и $SiO_2-Al_2O_3-K_2O-CO_2-H_2O$ из работ Т.Н. Силкиной и Е.А. Жуковской (Силкина, 2001; Силкина, Жуковская, 2002). Положение линий

на диаграммах стабильности натриевых, кальциевых и калиевых алюмосиликатов, построенных по методике, разработанной Р.М. Гаррелсом и Ч.Л. Крайстом (Гаррелс, Крайст, 1968), имеет сходство с таковыми на диаграммах М. Бин Баккара, Б. Фрица и Р.М. Гаррелса, построенных для температур 100 °С и Х. Хельгесона (Aagaard, Helgeson, 1982), построенных для температур 25 °С и 100 °С. Ими показано поле устойчивости монтмориллонитов различного состава, а для калийсодержащих минералов и иллита. Расчетное поле устойчивости иллита приближается к таковому на диаграммах Х. Хельгесона, построенное на основании существования непрерывной серии твердых растворов между отдельными глинистыми минералами.

Сравнение диаграмм равновесия глинистых минералов Х. Хельгесона (Helgeson, 1969) при стандартных условиях и диаграммы устойчивости иллита С.Л. Шварцева и В.А. Баженова с диаграммами равновесия построенными Е.А. Жуковской и Т.Н. Силкиной при температурах 100 °С, показало увеличение полей устойчивости натриевых, кальциевых, калиевых слюд и монтмориллонита различного состава за счет уменьшения поля каолинита, так же расширение поля иллита в область каолинита и К-монтмориллонита. Причем, положение линий на диаграммах очень чувствительно к погрешностям определения величин свободных энергий минералов (Драйвер, 1985).

На основе методических приемов А.А. Карцева, С.Б. Вагина, Е.А. Баскова и других исследователей по палеогидрогеологическим реконструкциям осадочных бассейнов, выполнена периодизация гидрогеологической истории с выделением основных гидрогеологических циклов и инфильтрационных и элизионных этапов. Согласно А.А. Карцеву, С.Б. Вагину и Е.А. Баскову (Карцев, Вагин, Басков, 1969), гидрогеологический цикл включает в себя два этапа. Первый этап – седиментационный (элизионный), в течение которого захораниваются одновременно с осадками сингенетичные седиментогенные воды. Второй – инфильтрационный этап, когда в осадочный бассейн проникают инфильтрационные воды, постепенно вытесняя и замещая седиментационные (Карцев, Вагин, Басков, 1969; Карцев, Абукова, Абрамова, 2015).

В основе выделения элизионных и инфильтрационных циклов лежали данные о преимущественно морском и континентальном режиме осадконакопления соответственно, полученные при анализе палеогеографических карт и лито-фациальных схем (Конторович и др., 2013; Конторович и др., 2014). Названия некоторым циклам давались по приуроченности к ярусам стратиграфической шкалы, ввиду несоответствия их границам эратем, систем или отделов). В данном исследовании основой для палеогидрогеохимических реконструкций послужили методика восстановления солевого состава вод древних морских и озерно-аллювиальных бассейнов (Садыкова, Дульцева, 2017), палеогеографические карты на юрский и меловой периоды, составленные сотрудниками ИНГГ СО РАН (Конторович и др., 2013; Конторович и др., 2014).

Вопросы выявления генезиса подземных вод являются одними из ключевых в современной гидрогеохимии, поэтому нами была отобрана и проанализирована эталонная коллекция, состоящая из 255 проб, отобранных из водоносных горизонтов широкого стратиграфического диапазона (от палеозоя до сеномана). Пробы анализировались преимущественно в Проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии Томского политехнического университета методами титриметрии, ионной хроматографии, масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП). Точность используемых в анализе методов находится в диапазоне от 8 до 26 % и зависит от минерализации вод и содержания в них компонентов.

Анализ изотопного состава вод (δD и $\delta^{18}O$) и DIC ($\delta^{13}C_{DIC}$) проводили с помощью масс-спектрометра изотопных отношений FinniganTM MAT 253, снабженного приставками пробоподготовки H/Device и GasBench II, в Центре коллективного пользования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН. Исследования проводили с использованием известных методик (Epstein, Mayeda, 1953; Nelson, 2000; Górká et al., 2011; Evans et al., 2016). Все измерения проводились относительно материалов сравнения МАГАТЭ: NBS-18 и NBS-19 – при измерениях $\delta^{13}C_{DIC}$; VSMOW2, SLAP2 и GISP – при измерениях δD и $\delta^{18}O$ (International..., 2022). Погрешность измерений не превышала 0,1 ‰ при анализе изотопного состава углерода, 0,2 ‰ – кислорода и 2 ‰ – водорода. В последующих главах нами представлены генетические реконструкции этих данных, позволяющие пролить свет на решение вопросов о генезисе подземных вод нефтегазоносных отложений северных районов Западной Сибири, а также природе инверсионной вертикальной гидрогеохимической зональности.

ГЛАВА 2. ГИДРОГЕОЛОГИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

2.1. Особенности геологического строения, тектоники и нефтегазоносности

Земная кора молодого ЗСОБ в протерозое, палеозое и раннем триасе формировалась под воздействием различных тектономагматических событий, прекратившихся в конце триаса, после чего произошло устойчивое погружение земной коры с накоплением осадочного слоя из терригенных и терригенно-хемогенных пород (Мегакомплексы..., 1986). В позднем эоцене в арктическом секторе Земли началось воздымание земной коры северных регионов Сибири, формирование и переформирование залежей углеводородов в осадочном чехле севера Западной и Восточной Сибири (Сурков и др., 2008).

В геологическом разрезе Западно-Сибирской плиты выделено три структурно-тектонических этажа: нижний, промежуточный и верхний (Сурков, Жеро, 1981; Мегакомплексы..., 1986; Каштанов и др., 1993; Каштанов и др., 1995; Сурков, Смирнов, 1995; Геология..., 2000). Структуру осадочного чехла северных районов Западной Сибири хорошо видно на глубинных сейсмогеологических разрезах по региональным профилям МОГТ широтного № 22, 25, 27 и меридионального простираия № 105, 107, 106 D и 108, а прилегающих районов Енисей-Хатангского регионального прогиба по профилям № М 30 и № М 25 (рис. 2.1-2.3). Сейсмические профили № 22, 25 и 27 берут свое начало на структурах Внешнего тектонического пояса (Приуральская мегамоноклиза) и протягиваются в восточном направлении пересекая ряд крупных отрицательных и положительных структур (Южно-Надымская мегамоноклиза, Надымская гемисинеклиза, Среднепурский наклонный мегажелоб и другие). В этом же направлении происходит закономерное увеличение мощности осадочного чехла до 7-8 км во Внутренней области и затем снижение до 4-5 км в пределах структур Предъенисейской мегамоноклизы на востоке (рис. 2.1). Сейсмические профили меридионального простираия № 105, 106 D и 107 берут свое начало на севере в пределах структур Большехетской мегаинеклизы и заканчиваются на юге на структурах Северного свода и Среднепурского наклонного мегажелоба соответственно. При их анализе мы видим преимущественно пологозалегающие границы основных отражающих горизонтов в мезозойской части разреза и серию контрастных положительных структур (рис. 2.2). Так, мощность осадочного чехла в пределах Тюменской сверхглубокой скважины составляет 6,5-7,5 км (профиль 106 D). Сейсмические профили № 108, М 30 и М 25 показывают особенности геологического строения восточных районов изучаемого региона и прилегающих районов Енисей-Хатангского регионального прогиба в котором мощности осадочного чехла могут достигать 10 км и более (рис. 2.3).

Нижний этаж — складчатый фундамент, сформировавшийся в палеозойское и допалеозойское время, соответствует геосинклинальному этапу развития. Он представлен

эффузивными, интрузивными и осадочными сильно дислоцированными и метаморфизованными породами (Елкин и др., 2007). Многочисленные разломы, установленные в фундаменте, обусловили блоковый характер строения его поверхности. Блоковое строение было подтверждено результатами региональных, площадных и детальных сейсморазведочных работ. Отдельным блокам фундамента соответствуют поднятия второго и третьего порядков в платформенном чехле (Сурков, Жеро, 1981; Мегакомплексы..., 1986; Каштанов и др., 1993; Каштанов и др., 1995; Сурков, Смирнов, 1995).

Промежуточный структурный этаж (ПСЭ), формирование которого происходило в погруженных частях фундамента, сопоставляется с отложениями пермо-триасового возраста, характеризует собой парагеосинклинальный этап в истории развития плиты. По данным сейсморазведочных работ отложения ПСЭ представлены тампейской серией триаса, контролируются отражающими горизонтами «Ia» и «A» (Геология..., 2000) (рис. 2.1-2.3).

Верхний структурно-тектонический этаж сложен мощной толщей мезозойских и кайнозойских образований, накопившихся в условиях длительного и стабильного прогибания фундамента. Этот этаж, или собственно осадочный чехол плиты, изучен наиболее полно.

В разрезе осадочных пород, слагающих верхний структурный этаж, методами сейсморазведки прослеживается целый ряд отражающих поверхностей, связанных с различными по возрасту и литологии осадками от нижней юры до верхнего мела: А (подошва платформенного чехла), Т₂ (средняя юра), Т₄ (кровля нижней юры), Б (кровля баженовской свиты), В (берриас-валанжин), М' (апт), Г (кровля пласта ПК₁) и др. Фиксируемые сейсмические отражающие горизонты связаны в чехле с выдержанными литологическими границами (рис. 2.1-2.3).

Согласно В.С. Суркову, А.Э. Конторовичу и другим в пределах *нижнего структурно-тектонического этажа рифей-вендские* образования представлены эрозионно-тектоническими выступами фундамента. В Березовском газоносном районе в пределах Северо-Сосьвинского эрозионно-тектонического выступа в зоне прилегания продуктивных пластов верхней юры (вогулкинская толща) в дезинтегрированных породах по гнейсам, гранито-гнейсам, гранитам и гранодиоритам открыты залежи газа (Северо-Алясовское, Северо-Игримское, Пауль-Турское и др.) (Сурков и др., 2008). Шаимский эрозионно-тектонический выступ сложен мета- и ортосланцами. В районах Красноленинского выступа открыты залежи нефти в зоне пород фундамента, сложенных гнейсами, гранито-гнейсами, гранитами, кристаллическими и углеродистыми сланцами. *Нижнепалеозойские* отложения восточного борта Западно-Сибирского бассейна и эрозионно-тектонические выступы фундамента в основном представлены карбонатными породами кембрийского возраста и выделяются А.Э. Конторовичем в самостоятельную Предъенисейскую субпровинцию (Конторович и др., 2006).

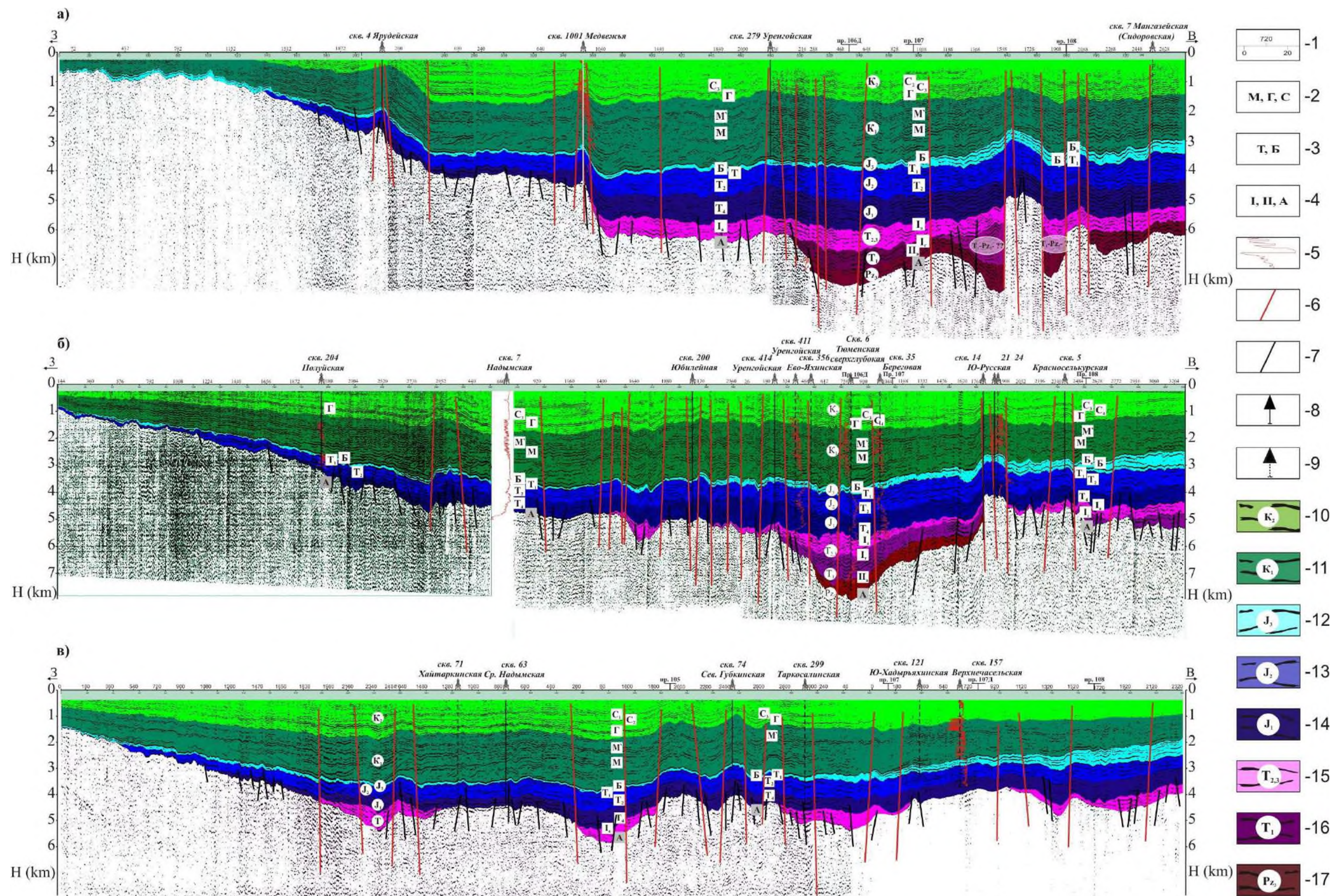


Рисунок 2.1. – Глубинные сейсмогеологические разрезы по региональным профилям широтного простирания № 27 (а), 25 (б) и 22 (в).

1 – пикет профиля и расстояние по профилю в км; 2 – горизонты мела; 3 – горизонты юры; 4 – доюрские горизонты; 5 – сглаженная кривая ПС; 6 – основные тектонические нарушения, затухающие в меловых отложениях; 7 – тектонические нарушения затухающие в юрских отложениях; 8 – скважины расположенные на профиле; 9 – скважины расположенные вблизи профиля; Отложения: 10 – верхнемеловые; 11 – нижнемеловые; 12 – верхнеюрские; 13 – среднеюрские; 14 – нижнеюрские; 15 – средне-верхнетриасовые; 16 – нижнетриасовые; 17 – верхнепалеозойские.

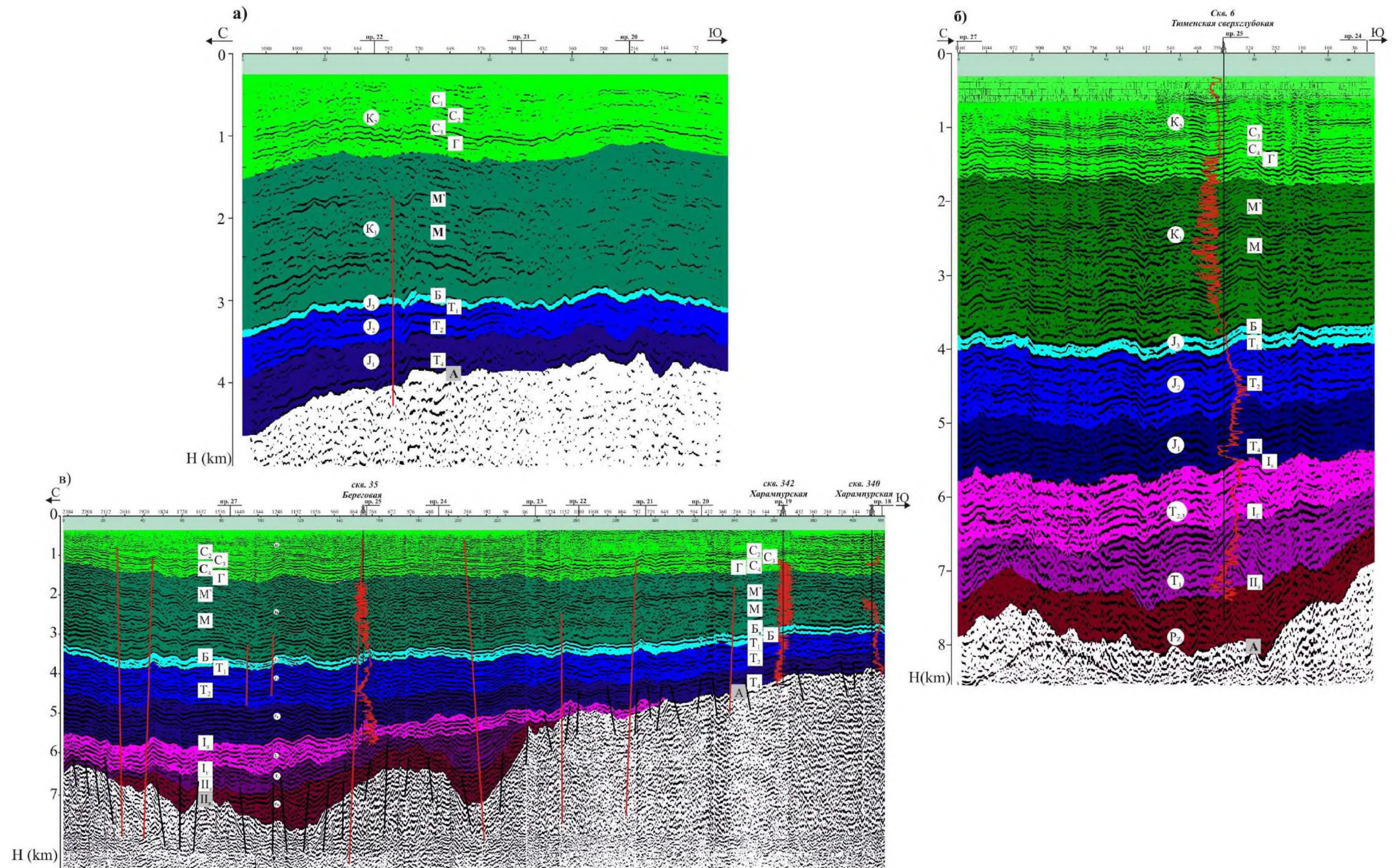


Рисунок 2.2. – Глубинные сейсмогеологические разрезы по региональным профилям меридионального простирания № 105 (а), 106 D (б) и 107 (в). Условные обозначения см. рис. 2.1.

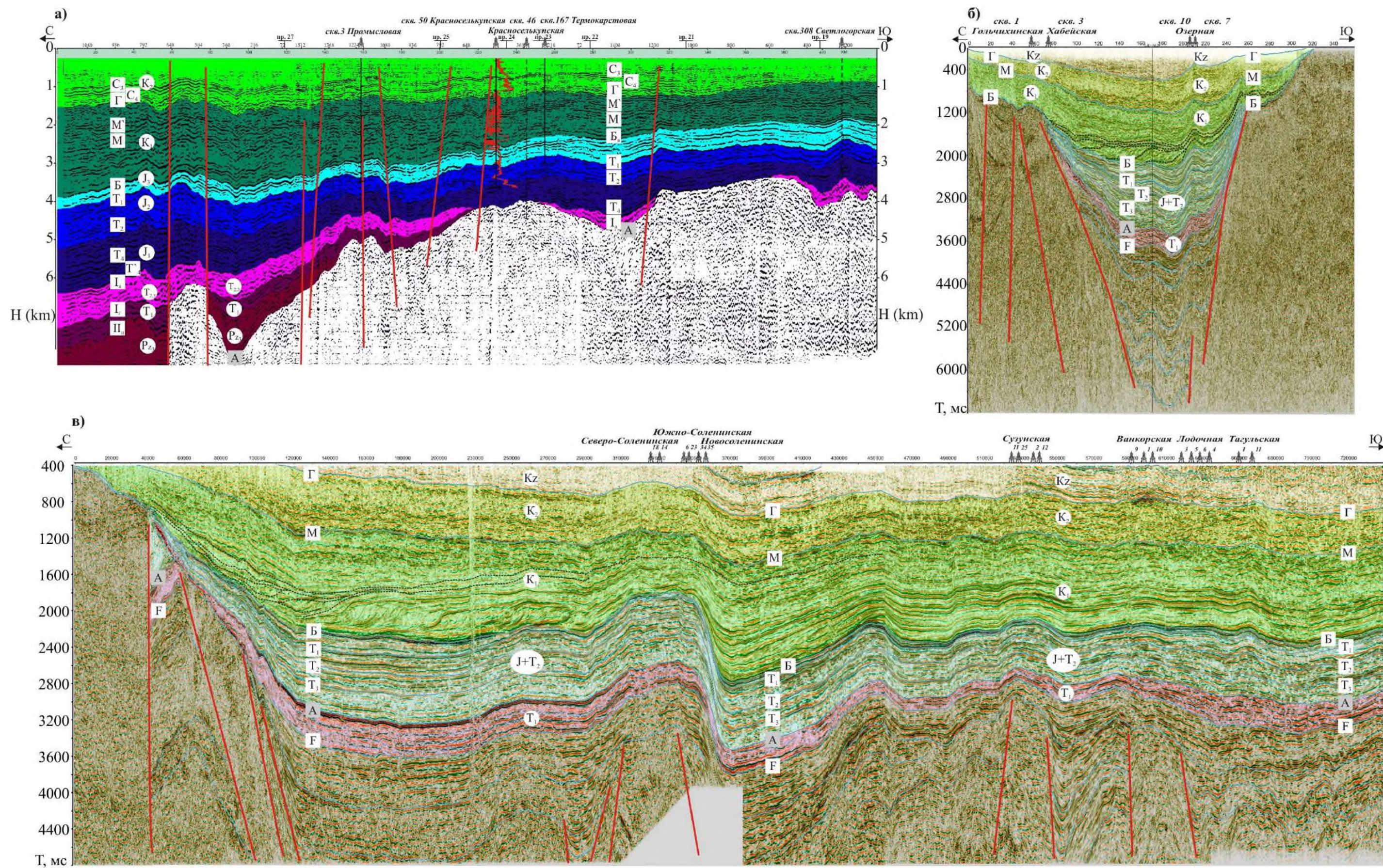


Рисунок 2.3. – Глубинные сейсмогеологические разрезы по региональным профилям № 108 (а), М 30 (б) и М 25 (в). Условные обозначения см. рис. 2.1.

В Северо-Обской зоне эрозионно-тектонические выступы сложены метаморфизованными и магматическими породами кембрия и ордовика, (орто- и метасланцы, углеродистые, кварцитовые сланцы, граниты, гранитогнейсы). *Средне-верхнепалеозойские* отложения изучены на левобережье р. Енисей, где в фундаменте плиты расположены Касская, Баихская и Маковская впадины, выполненные осадочными породами девона, карбона и перми (Бененсон, 1989; Дашкевич, Каштанов, 1990; Трофимук и др., 1998; Сурков и др., 2008).

Промежуточный структурный этаж. В изучаемом районе по результатам региональных сейсмических работ предполагается распространение пермских осадочных толщ под эффузивно-осадочной толщей нижнего триаса, что хорошо видно на сейсмогеологических разрезах по профилям № 25, 27, 106 D и 107 (см. рис. 2.1-2.2). Залегает он на глубине от 4 до 12 км. Эрозионно-тектонические выступы пород среднего палеозоя развиты на большей части Западно-Сибирского бассейна и сложены разнообразными по петрографическому составу породами: аспидными глинистыми сланцами, зелеными сланцами, базитами, ультрабазитами, гранитами, гранодиоритами и карбонатами. В зоне выщелачивания таких пород открыты стратиграфические месторождения нефти и газа по различным типам пород. Например, в эрозионно-тектонических выступах Шаим-Березовского (месторождения нефти Мулымьинское, Северо-Муртымьинское, Муртымья-Тетеревское, Западно-Лемьинское и др.) и Ишим-Красноленинского районов в зоне дезинтеграции орто и метасланцев, гранитов, базальтов и диабазов открыты залежи газа и нефти (Ансимов и др., 1962; Нестеров, 1962; Нестеров, 1971; Вышемирский, Запивалов, 1981, Проблемы..., 2003). На поиск залежей углеводородов представляют интерес участки, где среди глинистых сланцев развиты толщи известняков. Например, на Новопортовой площади (п-в Ямал) в известняках открыта залежь газоконденсата; на Северо-Варьеганской площади в зоне выщелачивания карбонатных пород среди глинистых сланцев – залежь нефти.

Верхний структурно-тектонический этаж, представленный отложениями мезозоя и кайнозоя изучен наиболее полно. С отложениями мела и юры связаны основные ресурсы углеводородов Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. На севере Западной Сибири открыты уникальные газовые месторождения: Уренгойское, Ямбургское, Бованенковское, Харасавейское и др.) (Захаров, Толстиков, 2012). В Уренгойском нефтегазоносном районе в ачимовских алевролит-песчаных пластах неокома открыты крупные залежи газоконденсата. Аналогичные продуктивные пласты открыты на Ямбургском газовом месторождении. По интерпретации региональных сейсмических профилей ачимовские продуктивные пласты, очевидно, развиты вдоль Колтогорско-Уренгойского желоба в южном направлении и на территории Гыданской нефтегазоносной области к северу от Мессояхской гряды (Сурков и др., 2008, Бородкин, 2011).

Верхнеюрский отражающий горизонт «Б» является наиболее выдержанным и литологически связан с кровлей битуминозных аргиллитов баженовской свиты. В этой связи в работе при интерпретации гидрогеологических материалов и их описании используется карта тектонического районирования кровли юрского комплекса Западно-Сибирской геосинеклизы составленная в Институте нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН (Конторович и др., 2001). Она создана на основе классификации тектонических элементов, разработанной к осадочному чехлу молодых платформ В.А. Конторовичем, С.Ю. Беляевым и А.Э. Конторовичем (Конторович, Беляев, Конторович, 2004). Фрагмент тектонической карты северных районов Западно-Сибирской геосинеклизы приведен на рисунке 2.4., а менее детализированная карта в соответствии с которой ведется описание особенностей гидрогеологических условий и гидрогеохимии региона в работе приведена на рисунке 2.5.

ЗСОБ в тектоническом плане представляет собой гигантскую отрицательную структуру – Западно-Сибирскую геосинеклизу, которая испытывала погружение на протяжении мезозоя и кайнозоя (Кузнецов, Косыгин., 1962). В пределах ЗСОБ структурные поверхности всех мезозойско-кайнозойских стратиграфических уровней регионально погружаются от его периферии к осевой части, которая проходит в центральной части геосинеклизы. В северных районах Западной Сибири абсолютная глубина залегания кровли юрских отложений от периферийных частей к наиболее погруженной изменяется от +240 до -4700 м (Конторович и др., 2001; Конторович, 2009).

При тектоническом районировании Западно-Сибирской геосинеклизы традиционно выделяют Внутреннюю область и Внешний пояс плиты (Гурари и др., 1963). Внешний пояс представлен в основном моноклиналями различных порядков, осложненными небольшими по размерам замкнутыми положительными и отрицательными структурами и полузамкнутыми поднятиями различных порядков. В 2001 г. А.Э. Конторовичем, В.А. Конторовичем, С.Ю. Беляевым и другими было предложено выделить «переходную зону» (Конторович и др., 2001). Под переходной зоной понимается территория, в пределах которой также преобладают моноклинали, но могут существовать и относительно крупные полузамкнутые положительные структуры, раскрывающиеся в направлении обрамления плиты. С этого времени, в рамках, выполненных в ИНГГ СО РАН под руководством А.Э. Конторовича тектонических построений в структурных планах всех реперных мезозойско-кайнозойских стратиграфических уровней стали выделяться Внутренняя область, Внешний пояс и «переходная зона». Территория, в пределах которой абсолютная глубина залегания юрского мегакомплекса не превышает 1650 м отнесена к Внешнему поясу. При этом изогипса, проведенная на этой отметке, по периферии охватывает мезозойско-кайнозойский бассейн как в пределах Западно-Сибирской геосинеклизы, так и в граничных районах Енисей-Хатангского регионального прогиба (Конторович и др., 2001;

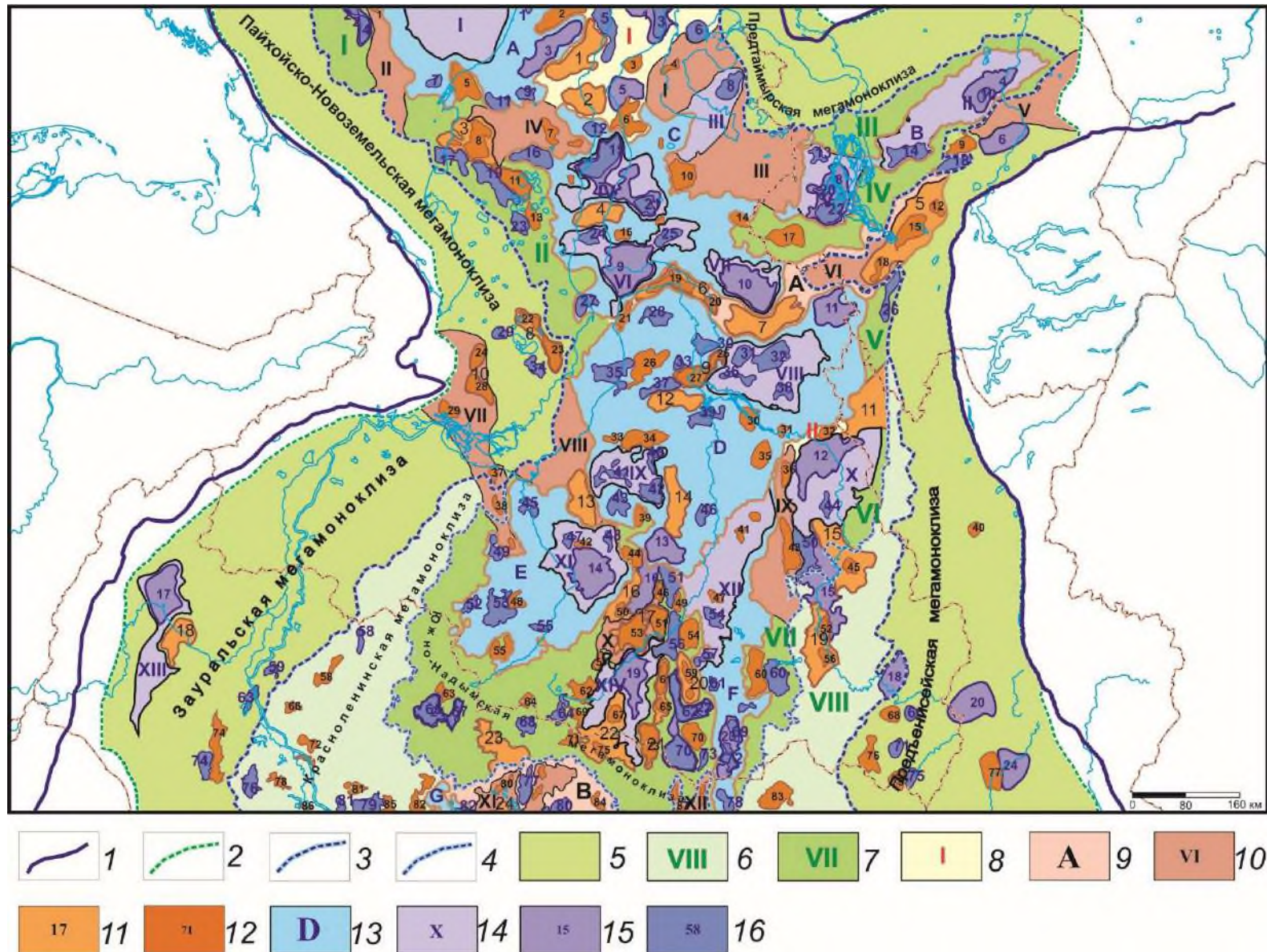


Рисунок 2.4. – Фрагмент карты тектонического районирования кровли юрского комплекса Западно-Сибирской геосинеклы (по Конторовичу и др., 2001). Условные обозначения и перечень тектонических элементов приведен ниже

Границы: 1 – Западно-Сибирского осадочного бассейна; 2 – юрского осадочного бассейна; 3 – Внутренней области и Внешнего пояса; 4 – Ямало-Карской депрессии; Промежуточные тектонические элементы: 5 – мегамоноклизы Внешнего пояса: Пайхойско-Новоземельская мегамоноклиза, Предтаймырская мегамоноклиза, Зауральская мегамоноклиза, Предьенисейская мегамоноклиза; 6,7 – мега-, мезо-, моноклинали: I – Северо-Карская моноклиза, II – Восточно-Пайхойская моноклиза, III – Южно-Таймырская мегамоноклинал, IV – Северо-Мессояхская мегамоноклинал, V – Долгонская мезомамоноклинал, VI – Восточно-Тазовская мезомамоноклинал, VII – Восточно-Пурская мегамоноклинал, VIII – Красноселькупская моноклиза; 8 – мега-, мезо-, седловины: I – Южно-Карская мегаседловина, II – Северо-Часельская седловина; Положительные тектонические элементы: 9 – структуры 0 порядка: А – Мессояхская наклонная гряда, В – Хантейская гемиянтеклиза; 10 – структуры I порядка: I – Северо-Гыданский мегавыступ, II – Припайхойский мегавыступ, III – Тундровый мегавыступ, IV – Бованенковско-Нурминский наклонный мегавал, V – Гыданский мегавыступ, VI – Усть-Портовский мегавыступ, VII – Ярудейский мегавыступ, VIII – Медвежье-Нугинский наклонный мегавал, IX – Часельский наклонный мегавал, X – Северный свод, XI – Сургутский свод, XII – Варьеганско-Тагринский мегавыступ; 11 – структуры II порядка: 1 – Северо-Тамбейский мезовал, 2 – Южно-Тамбейское куполовидное мезоподняние, 3 – Нурминский мезовал, 4 – Геофизический мезовал, 5 – Рассохинский мезовыступ, 6 – Нижнемессояхский мезовал, 7 – Среднемессояхский мезовал, 8 – Южно-Ямальский мезовал, 9 – Юрхаровский мезовал, 10 – Щучьинский мезовал, 11 – Тогульский мезомыс, 12 – Оликуминский мезовал, 13 – Медвежий мезовал, 14 – Центрально-Уренгойский мезовал, 15 – Северо-Красноселькупский мезовыступ, 16 – Ярэйский наклонный мезовал, 17 – Среднепурпейское куполовидное мезоподняние, 18 – Алтатумское куполовидное мезоподняние, 19 – Южно-Красноселькупский мезовыступ, 20 – Етыпуровский мезовал, 21 – Вынгапуровский мезовал, 22 – Ортыгунский мезомыс, 23 – Лукъявинский наклонный мезовал, 24 – Центрально-Сургутское куполовидное мезоподняние; 12 – структуры III порядка: 1 – Западно-Карское кп, 2 – Малыгинский вал, 3 – Западно-Зеленомысовское кп, 4 – Восточно-Зеленомысовский вал, 5 – Харасавэйское кп, 6 – Пэкседское кп, 7 – Восточное-Бованенковский вал, 8 – Бованенковское кп, 9 – Верхнеягодинское кп, 10 – Гыданское кп, 11 – Северо-Арктический вал, 12 – Суходудинское кп, 13 – Южно-Арктический вал, 14 – Южно-Гыданское кп, 15 – Устьмалохеттинское кп, 16 – Трехбугорное кп, 17 – Пагодское кп, 18 – Устьсолёный вал, 19 – Нижнетояхский вал, 20 – Устьхореуттэнское кп, 21 – Парусный вал, 22 – Малоямальское кп, 23 – Новопортовский вал, 24 – Еркутаяхинское кп, 25 – Находкинский вал, 26 – Ямбургское кп, 27 – Юрхаровское кп, 28 – Танловояхинский вал, 29 – Хадытаяхинское кп, 30 – Тазовское кп, 31 – Юсть-Юридейское кп, 32 – Русско-реченское кп, 33 – Западно-Песцовое кп, 34 – Песцовый вал, 35 – Заполярное кп, 36 – Русский вал, 37 – Шугинский вал, 38 – Ярудейский вал, 39 –

Юбилейное кп, 40 – Фарковское кп, 41 – Уренгойское кп, 42 – Западно-Пангодинский вал, 43 – Южно-Русский вал, 44 – Ямсовейское кп, 45 – Красноселькупское кп, 46 – Северо-Губкинский вал, 47 – Восточно-Таркосалинское кп, 48 – Хойтаркинское кп, 49 – Западно-Таркосалинский вал, 50 – Верхнетанловское кп, 51 – Пурпейское кп, 52 – Южно-Худосейский вал, 53 – Пякупурское кп, 54 – Ингуземское кп, 55 – Хеттинское кп, 56 – Восточно-Толькинское кп, 57 – Муравленковское кп, 58 – Потымецкий наклонный вал, 59 – Северо-Етыпурский вал, 60 – Харампурский вал, 61 – Вынгаяхинский вал, 62 – Коллективное кп, 63 – Западно-Ватлорское кп, 64 – Северо-Сургутское кп, 65 – Вынгапжугинское кп, 66 – Южно-Потымецкий наклонный вал, 67 – Ноябрьское кп, 68 – Раттовское кп, 69 – Итурский стр. мыс, 70 – Ярайнерское кп, 71 – Холмогорское кп, 72 – Кельсинское кп, 73 – Вынгапуровское кп, 74 – Няргинский выступ, 75 – Пограничное кп, 76 – Верхнекаралькинское кп, 77 – Северо-Сымское кп, 78 – Ендырский ва, 79 – Верхнетазовское кп, 80 – Верхненадымский вал, 81 – Северо-Зенковское кп, 82 – Среднеяминский вал, 83 – Верхнеколикъеганское кп, 84 – Ягунское кп, 85 – Среднезенковский вал, 86 – Южно-Селькупское кп, 87 – Варьеганский вал; Отрицательные тектонические элементы: 13 – структуры 0 порядка: А – Карская мегасинеклиза, В – Агапско-Енисейский желоб, С – Антипаютинско-Тадебеяхинская мегасинеклиза, D – Большехетская мегасинеклиза, Е – Надымская гемисинеклиза, F – Среднепурский наклонный мегажелоб, G – Мансийская синеклиза; 14 – структуры I порядка: I – Южно-Карская мегавпадина, II – Агапский мегапрогиб, III – Среднегыданский мегаврез, IV – Тадебеяхинский мегапрогиб, V – Енисейская мегавпадина, VI – Яптиксалинская мегавпадина, VII – Восточно-Антипаютинская мегавпадина, VIII – Северо-Тазовская мегавпадина, IX – Нерутинская мегавпадина, X – Тазовский структурный мегазалив, XI – Верхнетанловская мегавпадина, XII – Среднепурский наклонный мегапрогиб, XIII – Висимский наклонный мегапрогиб, XIV – Пякупурско-Ампутинский наклонный мегапрогиб; 15 – структуры II порядка: 1 – Северо-Гыданская мезовпадина, 2 – Припроливный мезопрогиб, 3 – Верхнетамбейский мезопрогиб, 4 – Агапская мезовпадина, 5 – Монгтеязская мезовпадина, 6 – Дудылтинская мезовпадина, 7 – Парисентовская мезовпадина, 8 – Беловская мезовпадина, 9 – Чуторная мезовпадина, 10 – Внутренняя мезовпадина, 11 – Южно-Мессояхская мезовпадина, 12 – Нижнетазовская мезовпадина, 13 – Ягенеттинская мезовпадина, 14 – Маретаяхинская мезовпадина, 15 – Среднетазовский наклонный мезопрогиб, 16 – Южно-Ягенеттинский наклонный мезопрогиб, 17 – Северо-Сосьвинская мезовпадина, 18 – Корелькинская мезовпадина, 19 – Пякупурский мезопрогиб, 20 – Налимья мезовпадина, 21 – Ляминско-Танловская мезовпадина, 22 – Ярайнерско-Етыпуровский мезопрогиб, 23 – Верхнеаганский мезопрогиб, 24 – Среднеелогуйская мезовпадина; 16 – структуры III порядка: 1 – Скуратовская впадина, 2 – Северо-Вайгачская впадина, 3 – Песчаная впадина, 4 – Южно-Вайгачская впадина, 5 – Дровяной прогиб, 6 – Оленья впадина, 7 – Шараповская впадина, 8 – Среднеесаяхская впадина, 9 –

Пыкахояхская впадина, 10 – Якимская впадина, 11 – Тивтейяхская впадина, 12 – Поруйская впадина, 13 – Поликарповская впадина, 14 – Мингуйский прогиб, 15 – Первая Белая впадина, 16 – Верхнеесавэйяхская впадина, 17 – Нябыяхский прогиб, 18 – Крестовский прогиб, 19 – Муртыяхский прогиб, 20 – Носокский прогиб, 21 – Среднеюрибейская впадина, 22 – Караульская впадина, 23 – Верхнеяхская впадина, 24 – Южно-Геофизическая впадина, 25 – Сыдыйский прогиб, 26 – Долгонский прогиб, 27 – Каменномысская впадина, 28 – Адерпаютинская впадина, 29 – Еркутаяхская впадина, 30 – Усть-Пойловояхская впадина, 31 – Нижнеиндикъяхинская впадина, 32 – Среднеиндикъяхинская впадина, 33 – Среднепойловояхская впадина, 34 – Западно-Новопортовская впадина, 35 – Ямбургская впадина, 36 – Нижнемессояхский прогиб, 37 – Верхнепойловояхский прогиб, 38 – Вернеиндикъяхинская впадина, 39 – Хаддутейский прогиб, 40 – Среднетабояхинский прогиб, 41 – Верхненыдинский прогиб, 42 – Западно-Уренгойская впадина, 43 – Южно-Ныдинская впадина, 44 – Сидоровская впадина, 45 – Правонадымская впадина, 46 – западно-Коротчаевская впадина, 47 – Правохеттинская впадина, 48 – Хеттинский прогиб, 49 – Пыряяхинская впадина, 50 – Среднечасельский наклонный прогиб, 51 – Среднеямбъяхинский наклонный прогиб, 52 – Верхнехейгеяхская впадина, 53 – Левохеттинская впадина, 54 – Северо-Харампурская впадина, 55 – Левонадымский прогиб, 56 – Восточно-Пурпейский прогиб, 57 – Среднехарампурская впадина, 58 – Верхнекуповатский прогиб, 59 – Новинская впадина, 60 – Восточно-Харампурская впадина, 61 – Южно-Харампурская впадина, 62 – Етыпуровский прогиб, 63 – Унторский прогиб, 64 – Верхнепякупурская впадина, 65 – Вынглорская впадина, 66 – Раттовская впадина, 67 – Восточно-Вынглорский прогиб, 68 – Верхненятюнгягунская впадина, 69 – Северо-Аганская впадина, 70 – Ярайнерская впадина, 71 – Поколькинская впадина, 72 – Южно-Аганская впадина, 73 – Восточно-Ярайнерский прогиб, 74 – Нягенская впадина, 75 – Верхнетазовская впадина, 76 – Ванъеганская впадина, 77 – Соимский прогиб, 78 – Аганский прогиб, 79 – Итъяхская впадина, 80 – Ягунская впадина, 81 – Сынварский прогиб, 82 – Ай-Пимская впадина.

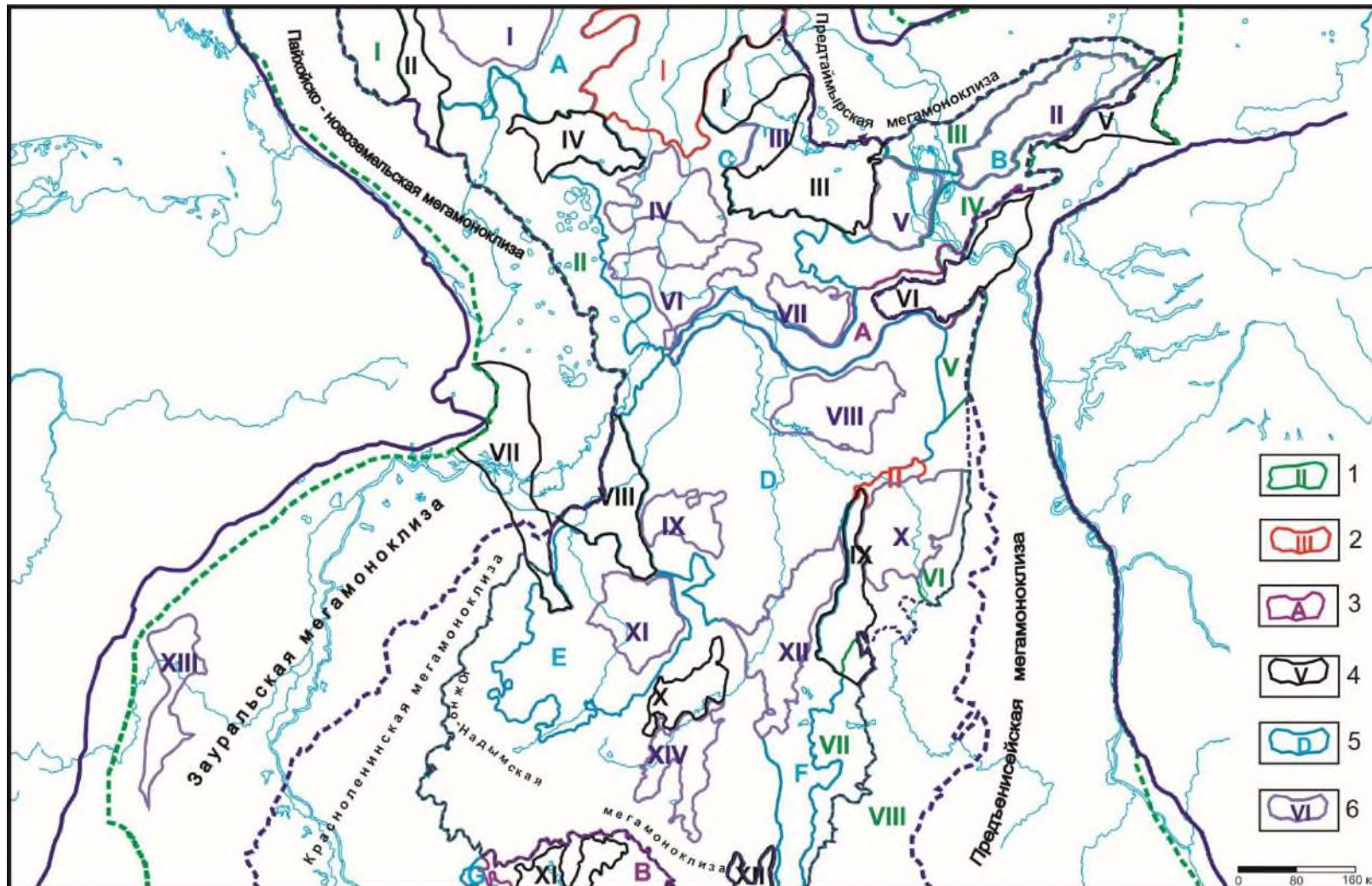


Рисунок 2.5. – Фрагмент карты тектонического районирования кровли юрского комплекса Западно-Сибирской геосинеклизы (с упрощением, по Конторовичу и др., 2001).

Промежуточные тектонические элементы: 1 – мега-, мезо-, моноклинали; 2 – мега-, мезо-, седловины. Положительные тектонические элементы: 3 – структуры 0 порядка; 4 – структуры I порядка. Отрицательные тектонические элементы: 5 – структуры 0 порядка; 6 – структуры I порядка. Остальные условные обозначения см. рис. 2.4. Перечень тектонических элементов приведен ниже

Промежуточные тектонические элементы: 1 – мега-, мезо-, моноклинали: I – Северо-Карская моноклиза, II – Восточно-Пайхойская моноклиза, III – Южно-Таймырская мегамоноклинали, IV – Северо-Мессояхская мегамоноклинали, V – Долгонская мезомоноклинали, VI – Восточно-Тазовская мезомоноклинали, VII – Восточно-Пурская мегамоноклинали, VIII – Красноселькупская моноклиза; 2 – мега-, мезо-, седловины: I – Южно-Карская мегаседловина, II – Северо-Часельская седловина; Положительные тектонические элементы: 3 – структуры 0 порядка: А – Мессояхская наклонная гряда, В – Хантейская гемиантеклиза; 4 – структуры I порядка: I – Северо-Гыданский мегавыступ, II – Припайхойский мегавыступ, III – Тундровый мегавыступ, IV – Бованенковско-Нурминский наклонный мегавал, V – Гыданский мегавыступ, VI – Усть-Портовский мегавыступ, VII – Ярудейский мегавыступ, VIII – Медвежье-Нугинский наклонный мегавал, IX – Часельский наклонный мегавал, X – Северный свод, XI – Сургутский свод, XII – Варьеганско-Тагринский мегавыступ; Отрицательные тектонические элементы: 5 – структуры 0 порядка: А – Карская мегасинеклиза, В – Агапско-Енисейский желоб, С – Антипаютинско-Тадебеяхинская мегасинеклиза, D – Большехетская мегасинеклиза, Е – Надымская гемисинеклиза, F – Среднепурский наклонный мегажелоб, G – Мансийская синеклиза; 6 – структуры I порядка: I – Южно-Карская мегавпадина, II – Агапский мегапрогиб, III – Среднегыданский мегаврез, VI – Яптиксалинская мегавпадина, V – Енисейская мегавпадина, VII – Восточно-Антипаютинская мегавпадина, VIII – Северо-Тазовская мегавпадина, IX – Нерутинская мегавпадина, X – Тазовский структурный мегазалив, XI – Верхнетанловская мегавпадина, XII – Среднепурский наклонный мегапрогиб, XIII – Висимский наклонный мегапрогиб, XIV – Пякупурско-Ампутинский наклонный мегапрогиб.

Конторович, 2002; Конторович, 2009). В такой трактовке Внешний пояс осложнен только локальными, небольшими по размерам структурами IV порядка, площади которых не превышают 200 км². В рельефе кровли юры переходная зона ограничена изогипсами -1650 м и -3025 м. На отметке -3025 проходит изолиния, которая ограничивает Внутреннюю область Западно-Сибирской геосинеклизы и отделяет ее от Енисей-Хатангского регионального прогиба. В структурном плане кровли юры в северных и арктических районах Западной Сибири выделяются 3 надпорядковые отрицательные структуры – Надымско-Большехетская и Южно-Карская мегасинеклизы и Енисей-Хатангский наклонный мегажелоб (Конторович, 2009; Конторович, 2011; Фомин, Беляев, Ершов, 2011).

В рельефе кровли юры северных и арктических районов Западной Сибири, в административном отношении охватывающих Ямало-Ненецкий автономный округ, северо-западные районы Красноярского края и акваторию южной части Карского моря, выделяется четыре крупных отрицательных структуры 0 порядка (с юга на север) – Надымская

гемисинеклиза, Большехетская, Антипаютинско-Тадебеяхинская и Карская мегасинеклизы. Эти крупные депрессии разделены приподнятыми зонами. Большехетская и Антипаютинско-Тадебеяхинская мегасинеклизы разделены Мессояхской наклонной грядой – надпорядковой положительной структурой, рассекающей территорию Западно-Сибирского бассейна в широтном направлении; в зоне сочленения Антипаютинско-Тадебеяхинской и Карской мегасинеклиз расположена Южно-Карская мегаседловина (см. рис. 2.4, 2.5). В настоящей работе в качестве основного объекта исследований выступают тектонические элементы, осложняющие Южно-Карскую региональную депрессию.

В результате комплексного изучения стратиграфии, палеогеографии, тектоники, литологии, геохимии, гидрогеологии и геотермии Западно-Сибирского осадочного бассейна его территория была разделена на ряд нефтегазоносных областей, а те, в свою очередь, на нефтегазоносные районы (Нестеров, 1969; Конторович, Нестеров, Салманов и др., 1975; Конторович и др., 1981; Конторович и др., 1998; Геология..., 2000). На изучаемой территории частично или полностью располагается двенадцать нефтегазоносных областей, которые входят в состав Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (ЗС НГП) – Ямальская, Гыданская, Надым-Пурская, Пур-Тазовская, Приуральская, Красноленинская, Среднеобская, Васюганская, Пайдугинская, Восточно-Уральская, Елогуй-Туруханская и Предъенисейская (рис. 2.6). Гыданская, Пур-Тазовская и Елогуй-Туруханская области граничат на востоке, северо-востоке и севере соответственно с западной частью Енисей-Хатангской нефтегазоносной области, которая входит в состав Хатангско-Вилуйской нефтегазоносной провинции (Нефтегазоносные бассейны..., 1994). Во всех перечисленных областях, кроме Елогуй-Туруханской, открыты месторождения нефти и газа. Всего в исследуемых границах в пределах основных нефтегазоносных комплексов в мезозойской части осадочного чехла геологоразведочными работами выявлено более 350 месторождений нефти и газа (рис. 2.6). Наиболее крупными из них являются Уренгойское, Медвежье, Ямбургское, Бованенковское, Ванкорское и ряд других (Конторович и др., 1998). Этаж промышленной нефтегазоносности охватывает отложения широкого стратиграфического диапазона – от зоны контакта фундамента с осадочным чехлом (Новопортовское месторождение) до газалинской пачки турона (Заполярное, Южно-Русское, Южно-Мессояхское и др. месторождения) (Конторович, Нестеров, Салманов и др., 1975; Конторович и др., 1981; Нефтегазоносные бассейны..., 1994; Геология..., 2000; Ермилов и др., 2004). Основные ресурсы углеводородов сосредоточены в резервуарах мела и юры в разрезе которых на севере Западной Сибири традиционно выделяется в меловой части два продуктивных комплекса нижнемеловой (берриас-нижеаптский, неокомский) и апт-альб-сеноманский, а в разрезе юры – оксфордский, батский, аален-байосский, тоарский, плинсбахский, геттанг-синемюрский (рис. 2.7-2.8). По результатам глубокого бурения в изучаемом регионе

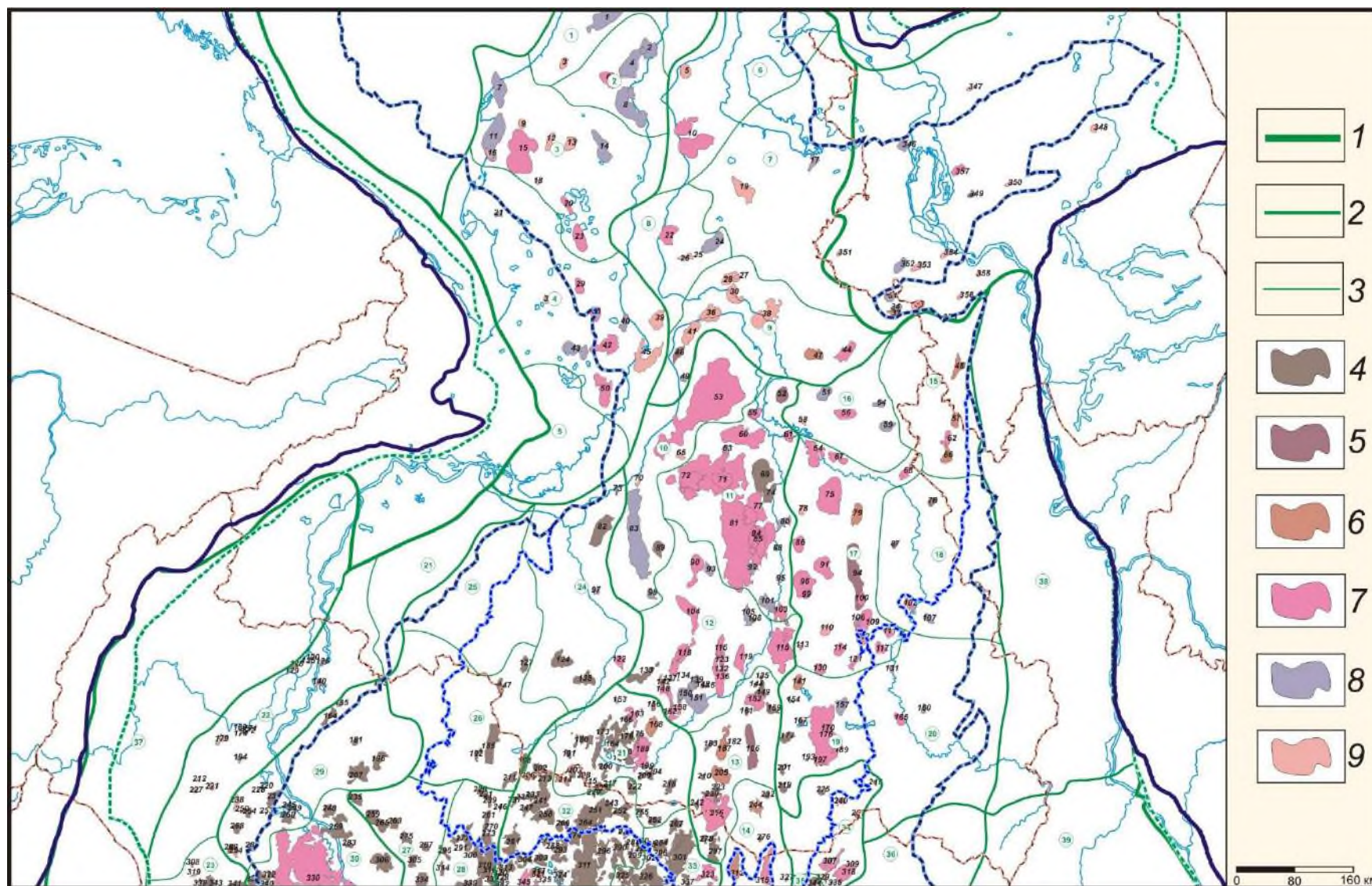


Рисунок 2.6. – Фрагмент карты нефтегазогеологического районирования Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (по Конторовичу и др., 2009). Условные обозначения приведены на рис. 2.4. и ниже

Границы: 1 – Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции; 2-3 – нефтегазоносных областей, нефтегазоносных районов. Ямальская НГО: 1 – Малыгинский НГР, 2 – Тамбейский НГР, 3 – Нурминский НГР, 4 – Южно-Ямальский НГР, 5 – Щучинский НГР, Гыданская НГО: 6 – Северо-Гыданский НГР, 7 – Гыданский НГР: 8 – Напалковский НГР, 9 – Мессовский НГР, Надым-Пурская НГО: 10 – Надымский НГР, 11 – Уренгойский НГР, 12 – Губкинский НГР, 13 – Вэнгапурский НГР, 14 – Варьеганский НГР, Пур-Тазовская НГО: 15 – Сузунский НГР, 16 – Большехетский НГР, 17 – Тазовский НГР, 18 – Мангазейский НГР, 19 – Харампурский НГР, 20 – Толькинский НГР, Приуральская НГО: 21 – Полуйский НГР, 22 – Березовский НГР, 23 – Шаимский НГР, Фроловская НГО: 24 – Ярудейский НГР, 25 – Казымский НГР, 26 – Юильский НГР, 27 – Ляминский НГР, 28 – Приобский НГР, Красноленинская НГО: 29 – Сергинский НГР, 30 – Красноленинский НГР, Среднеобская НГО: 31 – Ноябрьский НГР, 32 – Сургутский НГР, 33 – Вартовский НГР, Васюганская НГО: 34 – Бахилловский НГР, 35 – Александровский НГР, Пайдугинская НГО: 36 – Сабунский НГР, 37 – Восточно-Уральская НГО, 38 – Елогуй-Туруханская НГО, 39 – Предъенисейская НГО; Месторождения: 4 – нефтяные; 5 – нефтегазовые; 6 – газонефтяные; 7 – нефтегазоконденсатные; 8 – газоконденсатные; 9 – газовые; Список месторождений: 1 – Малыгинское, 2 – Тасийское, 3 – Сядорское, 4 – Северо-Тамбейское, 5 – Штормовое, 6 – Западно-Тамбейское, 7 – Харасавэйское, 8 – Южно-Тамбейское, 9 – Северо-Бованенковское, 10 – Утреннее, 11 – Крузенштернское, 12 – Восточно-Бованенковское, 13 – Верхнетиутейское, 14 – Западно-Сеяхинское, 15 – Бованенковское, 16 – Южно-Крузенштернское, 17 – Ладертойское, 18 – Нерстинское, 19 – Гыданское, 20 – Нейтинское, 21 – Байдарацкое, 22 – Геофизическое, 23 – Арктическое, 24 – Солетское+Ханавейское, 25 – Восточно-Бугорное, 26 – Трехбугорное, 27 – Восточно-Минховское, 28 – Минховское, 29 – Средняямальское, 30 – Тота-Яхинское, 31 – Северо-Соленинское, 32 – Усть-Юрибейское, 33 – Мессояхское, 34 – Южно-Соленинское, 35 – Нурминское, 36 – Семаковское, 37 – Новосоленинское, 38 – Антипаютинское, 39 – Северо-Каменномысское, 40 – Хамбате́йское, 41 – Северо-Парусовое, 42 – Ростовцевское, 43 – Малоямальское, 44 – Восточно-Мессояхское, 45 – Каменномысское, 46 – Парусовое, 47 – Западно-Мессояхское, 48 – Сузунское, 49 – Южно-Парусовое, 50 – Новопортовское, 51 – Южно-Мессояхское, 52 – Находкинское, 53 – Ямбургское, 54 – Северо-Хальмерпаютинское, 55 – Юрхаровское, 56 – Пякахинское, 57 – Ванкорское, 58 – Перекатное, 59 – Хальмерпаютинское, 60 – Северо-Уренгойское, 61 – Салекаптское, 62 – Лодочное, 63 – Пиричейское, 64 – Тазовское, 65 – Восточно-Харвутинское, 66 – Тагульское, 67 – Восточно-Тазовское, 68 – Русско-Реченское, 69 – Северо-Самбургское, 70 – Танусалинское, 71 – Ен-Яхинское, 72 – Песцовое, 73 – Сандибинское, 74 – Непонятное, 75 – Заполярное, 76 – Мангазейское, 77 – Самбургское, 78 – Западно-Заполярное, 79 – Русское, 80 – Северо-Пуровское, 81 – Уренгойское, 82 – Лензитское, 83 – Медвежье, 84 – Вост.-Уренгойское, Сев.-Есетинское, 85

– Есетинское, 86 – Яро-Яхинское, 87 – Промысловое, 88 – Нововэнтонское, 89 – Восточно-Медвежье, 90 – Юбилейное, 91 – Северо-Часельское, 92 – Ево-Яхинское, 93 – Восточно-Юбилейное, 94 – Южно-Русское, 95 – Усть-Ямсовейское, 96 – Береговое, 97 – Надымское, 98 – Пангодинское, 99 – Южно-Геологическое, 100 – Яровое, 101 – Пырейное, 102 – Черничное, 103 – Южно-Пырейное, 104 – Ямсовейское+Ярейское, 105 – Стерховое, 106 – Наумовское, 107 – Термокарстовое, 108 – Добровольское, 109 – Новочасельское, 110 – Хадырьяхинское, 111 – Фахировское, 112 – Кынское, 113 – Юмантыльское, 114 – Южно-Хадырьяхинское, 115 – Восточно-Таркосалинское, 116 – Северо-Губкинское, 117 – Усть-Часельское, 118 – Северо-Комсомольское, 119 – Западно-Таркосалинское, 120 – Северо-Алясовское, 121 – Верхнечасельское, 122 – Карасевское, 122 – Присклоновое, 124 – Пальниковское, 125 – Южно-Алясовское, 126 – Похромское, 127 – Среднехулымское, 128 – Деминское, 129 – Березовское, 130 – Ханчейское, 131 – Ютырмальское, 132 – Центрально-Пурпейское, 133 – Мерето-Яхинское, 134 – Западно-Пурпейское, 135 – Таркосейское, 136 – Губкинское, 137 – Соловьиное, 138 – Верхнехарловское, 139 – Вьюжное, 140 – Чуэльское, 141 – Тапское, 142 – Южно-Танловское, 143 – Северо-Казымское, 144 – Северо-Айваседопуровское, 145 – Известинское, 146 – Восточно-Известинское, 147 – Южно-Хулымское, 148 – Верхнепурпейское, 149 – Северо-Тарасовское, 150 – Комсомольское, 151 – Метельное, 152 – Тарасовское с В.-Тарасовским, 153 – Пайсятское, 154 – Ванское, 155 – Кислорское, 156 – Северо-Янгтинское, 157 – Тэрельское, 158 – Барсуковское, 159 – Усть-Харампурское, 160 – Толькинское, 161 – Южно-Тарасовское, 162 – Новопурпейское, 163 – Умсейское+Южно-Пурпейское, 164 – Среднелыхминское, 165 – Акайтэмское, 166 – Северо-Пямалияхское, 167 – Западно-Харампурское, 168 – Муравленковское, 169 – Пауль-Турское, 170 – Среднехарампурское, 171 – Северо-Игримское, 172 – Южно-Игримское, 173 – Сугмутское, 174 – Нулин-Турское, 175 – Западно-Суторминское, 176 – Харампурское, 177 – Южно-Таркосалинское, 178 – Южно-Пямалияхское, 179 – Сысконсыньинское, 180 – Малопякутинское, 181 – Южно-Амнинское, 182 – Восточно-Вынгаяхинское, 183 – Апакопурское, 184 – Романовское, 185 – Верхнеказымское, 186 – Еты-Пуровское, 187 – Вынгаяхинское, 188 – Суторминское, 189 – Текто-Харампурское, 190 – Крайнее, 191 – Пякутинское, 192 – Западно-Ватлорское, 193 – Северо-Йохтурское, 194 – Пунгинское, 195 – Восточно-Пякутинское, 196 – Ольховское, 197 – Фестивальное, 198 – Милиское, 199 – Северо-Карамовское, 200 – Северо-Соимлорское, 201 – Северо-Стахановское, 202 – Малоперевальное, 203 – Верхненадымское, 204 – Западно-Ноябрьское, 205 – Новогоднее, 206 – Северо-Тром-Еганское, 207 – Большое, 208 – Новонадымское, 209 – Среднеитурское, 210 – Западно-Новогоднее, 211 – Южно-Ватлорское, 212 – Горное, 213 – Лукъявинское, 214 – Восточно-Перевальное, 215 – Соимлорское, 216 – Чатылькинское, 217 – Южно-Итурское, 218 – Спорышевское, 219 – Стахановское, 220 – Няргиюганское, 221 – Шухтунгорское, 222 –

Карамовское, 223 – Северо-Вынгапуровское, 224 – Восточно-Соимлорское, 225 – Равнинное, 226 – Западно-Чанатойское, 227 – Озерное, 228 – Хопынгъюганское, 229 – Нятлонгское, 230 – Лимбаяхское, 231 – Чанатойское, 232 – Ручьевское, 233 – Восточно-Тромъеганское, 234 – Сергинское, 235 – Центральное, 236 – Тромъеганское, 237 – Хорлорское, 238 – Сотэ-Юганское, 239 – Логачевское, 240 – Холмистое, 241 – Мурьяунское, 242 – Западно-Вынгапуровское, 243 – Источное, 244 – Ярайнерское, 245 – Западно-Яганокуртское, 246 – Июльское, 247 – Лосевое, 248 – Северо-Рогожниковское, 249 – Каремпостское, 250 – Овальное, 251 – Имилорское+Зап.Имилорское, 252 – Холмогорское, 253 – Западно-Вандмторское, 254 – Аржановское, 255 – Отдельное, 256 – Вынгапуровское, 257 – Южно-Удмуртское, 258 – Юкъяунское, 259 – Назымское, 260 – Песчаное, 261 – Северо-Лабатьюганское, 262 – Пограничное, 263 – Апрельское, 264 – Северо-Кочевское, 265 – Тункорское, 266 – Северо-Конитлорское, 267 – Выинтойское, 268 – Вонъеганское, 269 – Рогожниковское, 270 – Северо-Ай-Пимское, 271 – Северо-Когалымское, 272 – Северо-Ягунское, 273 – Ай-Пимское, 274 – Кочевское, 275 – Итьяхское, 276 – Южно-Ярайнерское, 277 – Мытаяхинское, 278 – Селивониковское, 279 – Сыхтымское, 280 – Новоортъягунское, 281 – Нижнесортнымское, 282 – Танеевское, 283 – Рогожниковское, 284 – Западно-Котухтинское, 285 – Яркое, 286 – Южно-Хангокуртское, 287 – Тортасинское, 288 – Западно-Сукуръяунское, 289 – Западно-Тугровское, 290 – Южно-Ягунское, 291 – Шишкьюганское, 292 – Грибное, 293 – Конитлорское, 294 – Восточно-Тугровское, 295 – Южно-Санлорское, 296 – Когалымское, 297 – Валюнинское, 298 – Южно-Котухтинское, 299 – Дружное, 300 – Западно-Айпимское, 301 – Повховское, 302 – Свободное, 303 – Западно-Конитлорское, 304 – Алехинское, 305 – Емангальское, 306 – Средненазымское, 307 – Бахиловское, 308 – Верхнекондинское, 309 – Варынгское, 310 – Северо-Камыньское, 311 – Тевлинско-Русскинское, 312 – Северо-Варъеганское, 313 – Камыньское, 314 – Западно-Туманное, 315 – Тагринское, 316 – Западно-Чигоринское, 317 – Ларкинское, 318 – Верхне-Колик-Еганское, 319 – Супринское, 320 – Третьяковское, 321 – Северо-Тутлимское, 322 – Западно-Талинское, 323 – Западно-Варъеганское, 324 – Южно-Конитлорское, 325 – Кустовое, 326 – Ватъеганское, 327 – Саем-Тахское, 328 – Ульяновское, 329 – Митрофановское, 330 – Красноленинское, 331 – Яхлинское, 332 – Биттемское, 333 – Усть-Котухтинское, 334 – Северо-Селияровское, 335 – Северо-Карьяунское, 336 – Сусликовское, 337 – Южно-Сардаковское, 338 – Малошущминское, 339 – Западно-Камыньское, 340 – Малопотанайское, 341 – Ловинское+Западно-Ловинское, 342 – Санинское, 343 – Сыморьяхское, 344 – Северо-Хохряковское, 345 – Лянторское, 346 – Дерябинское, 347 – Хабейское, 348 – Джангодское, 349 – Пайяхское, 350 – Озерное, 351 – Нанадянское, 352 – Пеляткинское, 353 – Ушаковское, 354 – Казанцевское, 355 – Горчинское, 356 – Зимнее, 357 – Байкаловское, 358 – Нижнехетское.

оксфордский региональный резервуар развит в пределах центральных и восточных районов Надым-Тазовского междуречья, а на большей территории Ямальской и Гыданской НГО заглинизирован (Шемин, 2004; Казаненков и др., 2014).

Нижнемеловой продуктивный комплекс содержит значительные запасы углеводородов (УВ) и представляет собой мощную (до 2 км) терригенную толщу, в разрезе которой выделяется ряд глинистых пачек, являющихся региональными флюидоупорами, которые разделяют комплекс на несколько резервуаров. Все основные проницаемые отложения комплекса связаны с регрессивными, финально-регрессивными частями зональных и субрегиональных клиноформ (рис. 2.7). Они накапливались в периоды регрессий, сопровождавшихся лавинной седиментацией. В нижнемеловом бассейне практически не было внутренних источников сноса, поэтому они формировались за счет перемыва подстилающих, нижележащих финально-регрессивных отложений на возвышенных участках дна моря. Обычно они маломощны, не выдержаны по простиранию, нередко с явными следами перемыва нижележащих отложений и, как правило, характеризуются невысокими коллекторскими свойствами (Кунин, 1983; Мкртчян и др., 1987; Нежданов и др., 1990; Бородкин и др., 2007; Бородкин и др., 2011; Казаненков и др., 2014). Отложения апт-альб-сеномана северных и арктических районов Западной Сибири слагают проницаемый комплекс одноименного комплекса и включают песчано-алевритово-глинистые образования верхов нижнего, а также среднего, верхнего апта, альба и сеномана, которые являются преимущественно газоносными на огромной территории. Его мощности на изучаемой территории изменяются от 270 м (на западе) до 1100 м (в центральной) и до 1500 м в северо-западной части. (Конторович и др., 1975; Нефтегазоносные бассейны..., 1994; Бородкин и др., 2011; Казаненков и др., 2014).

Юрские отложения севера ЗСОБ соответствуют рангу одноименного мегарезервуара (Гурари, Казаринов, Миронов и др., 1963; Карогодина, 1974; Конторович, Нестеров, Салманов и др., 1975; Нефтегазоносные бассейны., 1994; Гурари, Девятков, Демин и др., 2005; Шемин, 2004; Казаненков и др., 2014 и др.). Флюидоупором его являются преимущественно глинистые отложения кимериджского и титонского ярусов (баженовская, георгиевская свиты и их возрастные аналоги). Проницаемый мегакомплекс включает песчано-алевритово-глинистые образования нижней и средней юры, а также оксфорда. Нефтегазоносность мегарезервуара доказана на огромной территории Западно-Сибирской НГП, в том числе в пределах ее северо-западной части, в Ямальской НГО открытием залежей на Малыгинском, Западно – и Северо-Тамбейском месторождениях.

В составе юрского мегарезервуара разными авторами было выделено несколько региональных резервуаров: ниже-среднеюрский, васюганский, баженовский (Конторович, Нестеров, Салманов и др., 1975); зимний, шараповский, надояхский, вымский, малышевский для

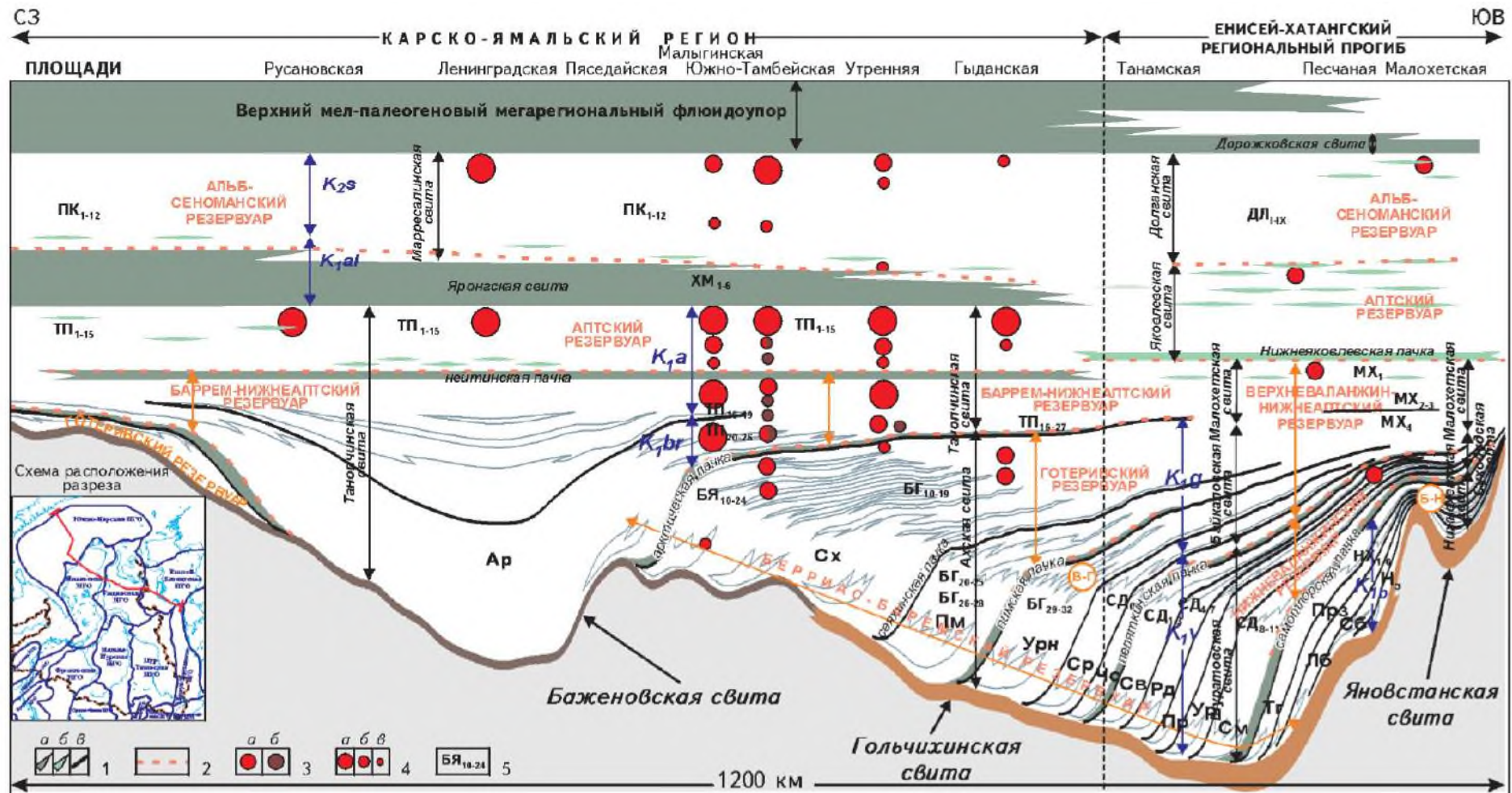


Рисунок – 2.7. Принципиальная схема строения резервуаров мела арктической части Западно-Сибирской НПП (по Казаненкову и др., 2014).

1 – флюидоупоры: а – региональные, б – субрегиональные, в – зональные; 2 – границы резервуаров; 3 – тип флюида в залежах: а – газовый и газоконденсатный, б – нефтяной; 4 – размер залежей по извлекаемым запасам: а – крупные, б – средние, в – мелкие; 5 – индексы пластов; резервуары: Б-Н – берриас-нижеваланжинский, В-Г – верхневаланжин-готеривский; клиноформы: Ар – арктическая (быстринская), Сх – сеяхинская (ямбургская), Пм – пимская, Урн – уренгойская, Ср – сармановская, Чс – чеускинская, Св – савуйская, Рд – родниковая, Пр – пырейная, Ур – урьевская, См – самотлорская, Тг – тагринская, Прз – приозерная, Лб – лабазная, Сб – сабунская, Нз – назинская.

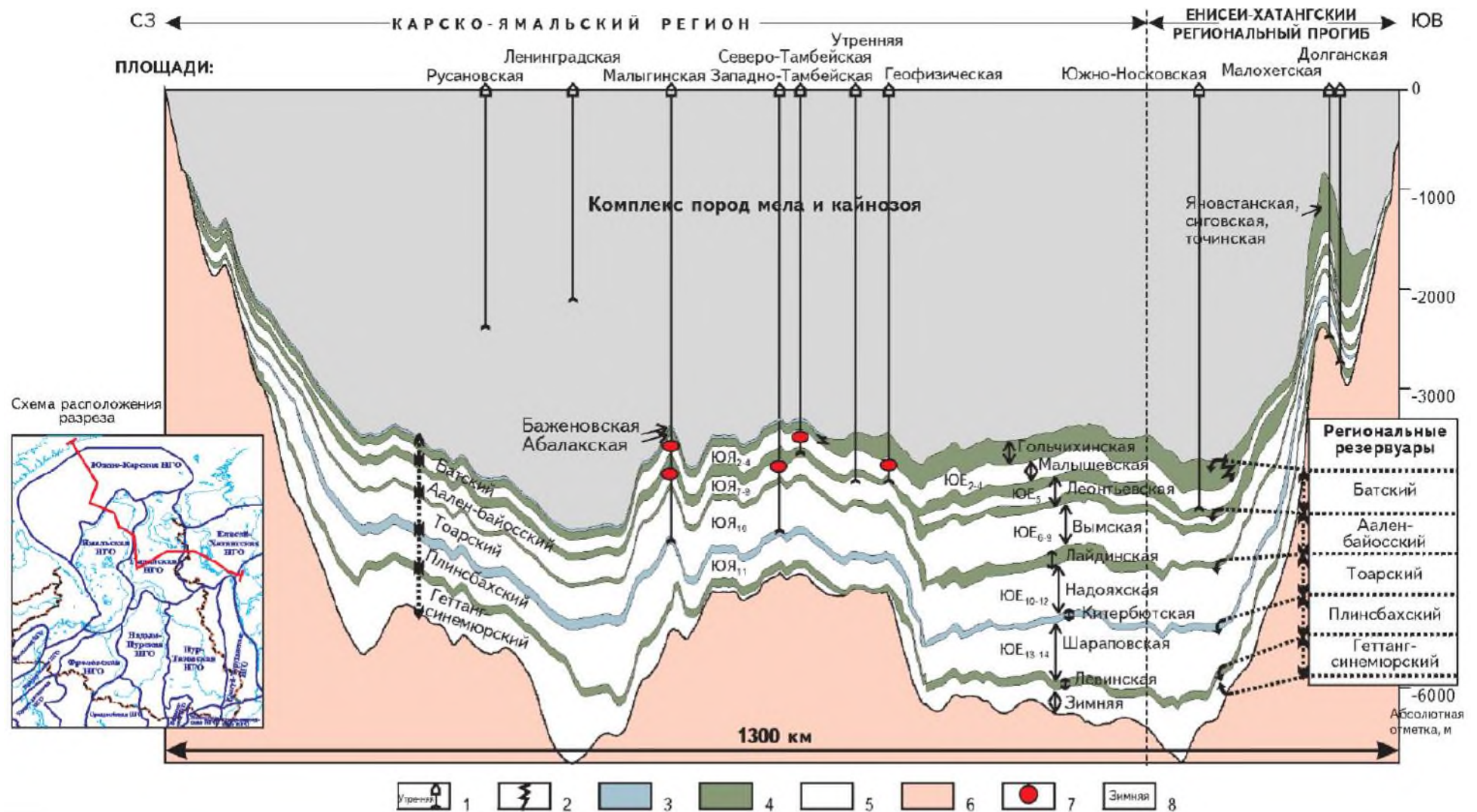


Рисунок 2.8. – Принципиальная схема строения резервуаров юры арктической части Западно-Сибирской НГП (по Казаненкову и др., 2014).
 1 – глубокие скважины; региональные: 2 – фациальные замещения, 3 – нефтепроизводящие отложения, 4 – флюидоупоры, 5 – проницаемые комплексы (индексы пластов по (Решение..., 2004)); 6 – доюрский комплекс пород; 7 – газоконденсатные залежи; 8 – свиты по (Решение..., 2004).

северных и арктических территорий Западной Сибири (Девятов, Казаков, Шурыгин, 1996); геттанг-синемюрский, плинсбахский, тоарский, аален-байосский, батский, оксфордский (Шемин, Нехаев, 2005 и др.). Следует отметить, что отличие в выделении резервуаров состоит только в способе их наименования либо по принадлежности к стратиграфическому комплексу, либо по времени формирования (рис. 2.9). Из приведенных вариантов расчленения юрских отложений на региональные резервуары нами использован последний. При этом, как отмечалось выше, оксфордский резервуар выделяется не на всей исследуемой территории, потому что отложения оксфорда здесь представлены преимущественно глинистыми образованиями абалакской свиты, а в граничных районах Енисей-Хатангского регионального прогиба – глинами гольчихинской свиты.

Система	Отдел	Ярус	Региональный стратиграфический горизонт /Решения..., 2004/	Гурари, Казаринов, Миронов и др., 1963	Региональные резервуары					
					Конторович, Нестеров, Салманов и др., 1975	Девятов, Казаков, Шурыгин, 1996	Шемин, Нехаев, 2005			
Юрская	верхний	Волжский	Баженовский	Юрский мегарезервуар	Баженовский		Оксфордский			
		Кимериджский	Георгиевский		Васюганский					
		Оксфордский	Васюганский							
	средний	Келловейский	Нижнесредне-юрский			Малышевский	Батский			
		Батский						Малышевский		
		Байосский						Леонтьевский	Вымский	Аален-байосский
								Ааленский		
		нижний						Тоарский	Надояхский	Шараповский
	Плинсбахский					Китербютский				
						Синемюрский	Шараповский	Зимний	Геттанг-синемюрский	
	Геттангский						Левинский			

Рисунок 2.9. – Сопоставление региональных резервуаров юрского мегарезервуара Ниже, для примера, приведена краткая характеристика упомянутых выше уникальных Бованенковского, Ямбургского и Уренгойского месторождений.

Бованенковское нефтегазоконденсатное месторождение находится в центральной части Ямальской нефтегазоносной области (см. рис. 2.6). Открыто в 1971 г. первой поисковой скважиной № 51, при опробовании которой из пласта ПК₁, получен фонтан газа дебитом 251,1 тыс. м³/сут на штуцере 22,26 мм. Мощность мезозойско-кайнозойских отложений осадочного чехла составляет 3200-3600 м (Брехунцов, Битюков, 2005). Породы фундамента на площади вскрыты в семи скважинах. Они представлены аргиллитами, глинистыми сланцами, базальтами

и алевролитами пермского возраста с признаками нефти и конденсата. Месторождение является уникальным по выявленным запасам углеводородного сырья.

Промышленная нефтегазоносность установлена в пластах маррессалинской (ПК₁, ПК₉, ПК₁₀), (ХМ₁, ХМ₂), танопчинской (ТП₁₋₆, ТП₇₋₈, ТП₉, ТП₁₀₋₁₁, ТП₁₂, ТП₁₃₋₁₄, ТП₁₅₋₁₆, ТП₁₇, ТП₁₈), ахской (БЯ₁, БЯ₂, БЯ₄, БЯ₅), малышевской (Ю₂, Ю₃), джангодской (Ю₁₀) и левинской (Ю₁₂) свит, охватывающих разрез от верхнего мела до нижней юры. Основной по запасам газа является залежь пласта ТП₁₋₆ (рис. 2.10), для которой экраном служит регионально распространенная толща глин яронгской свиты (Брехунцов, Битюков, 2005).

Коллекторами продуктивных сеноманских отложений (*пласт ПК₁*) являются песчаники и алевролиты, эффективная газонасыщенная толщина которых составляет 50,6 м, среднее значение открытой пористости – 29-35 %, коэффициент газонасыщенности – 73 %. Дебиты газа составляют до 204,55 тыс. м³/сутки на штуцере 16,4 мм. Пластовое давление – 6,7 МПа, что соответствует гидростатическому, пластовая температура равна +18°C. В составе газа преобладает метан (99,03 %). Газоводяной контакт принят на абсолютной отметке –670 м. Залежь газовая, массивная, водоплавающая. Размеры залежи 28,0 x 57,5 км, высота – 120 м.

Пласты группы ПК (верхний альб-сеноман) представлены чередованием песчано-алевритовых и глинистых пород. Коллекторами являются песчаники и алевролиты, эффективные газонасыщенные толщины которых изменяются от 7,26 м до 20,33 м, среднее значение открытой пористости – 24,6-25,0 %, коэффициент газонасыщенности – 55,7-56 %. Дебиты газа изменяются от 568,74 тыс. м³/сут на штуцере 21,7 мм до 599,81 тыс. м³/сут на штуцере 22,1 мм. Пластовое давление 9,79-10,3 МПа, пластовая температура равна +31 °C. В составе газа преобладает метан (95,4-98,8%). Залежи газоконденсатные и газовые, массивные, водоплавающие. Размеры залежей 3-7 x 8-14 км, высота от 16 до 51 м (Брехунцов, Битюков, 2005).

Пласты группы ХМ (нижний - средний альб) представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и глинистых пород. Коллекторами являются песчаники и алевролиты, эффективные газонасыщенные толщины которых составляют 2,81-14,08 м, среднее значение открытой пористости – 24,6 %, коэффициент газонасыщенности – 57,2 %. Дебиты газа изменяются от 735,03 тыс. м³/сут до 770,33 тыс. м³/сут на штуцере 22 мм. Пластовое давление изменяется в диапазоне 12,96-13,28 МПа, пластовая температура равна +37°C. В составе газа преобладает метан (95,7-96,2 %). Залежи газоконденсатные, пластовые, сводовые. Размеры залежей 20,5-25 x 50-56 км, высота – 216-265 м (Брехунцов, Битюков, 2005).

Пласты группы ТП (апт) представлены неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и глинистых пород. Коллекторами являются песчаники и алевролиты, эффективные газонасыщенные толщины которых изменяются от 2,0 м до 48,37 м. Среднее значение открытой пористости – 20-26,5 %, коэффициент газонасыщенности – 59-77,6 %. Дебиты газа изменяются

от 105,26 тыс. м³/сут на штуцере 13 мм до 2 893,2 тыс. м³/сут на штуцере 19 мм, содержание стабильного конденсата 37-103 г/см³, дебиты нефти – от пленок до 13,4 м³/сут при депрессии 9,0 МПа. Пластовое давление 14,81-20,74 МПа, пластовая температура +45 – +73°С. Нефть высокопарафинистая, малосернистая, малосмолистая, плотностью 835 кг/м³ (табл. 6.1). Пластовый газ преимущественно метан (91,3-95,3%). Залежи газовые, газоконденсатные и нефтегазоконденсатные (пласт ТП₁₈), пластовые, сводовые и массивные (пласт ТП₁₋₆) (рис. 6.31). Размеры залежей 5,5-27,5 x 6,5-57 км, высота – 13-297 м (Брехунцов, Битюков, 2005).

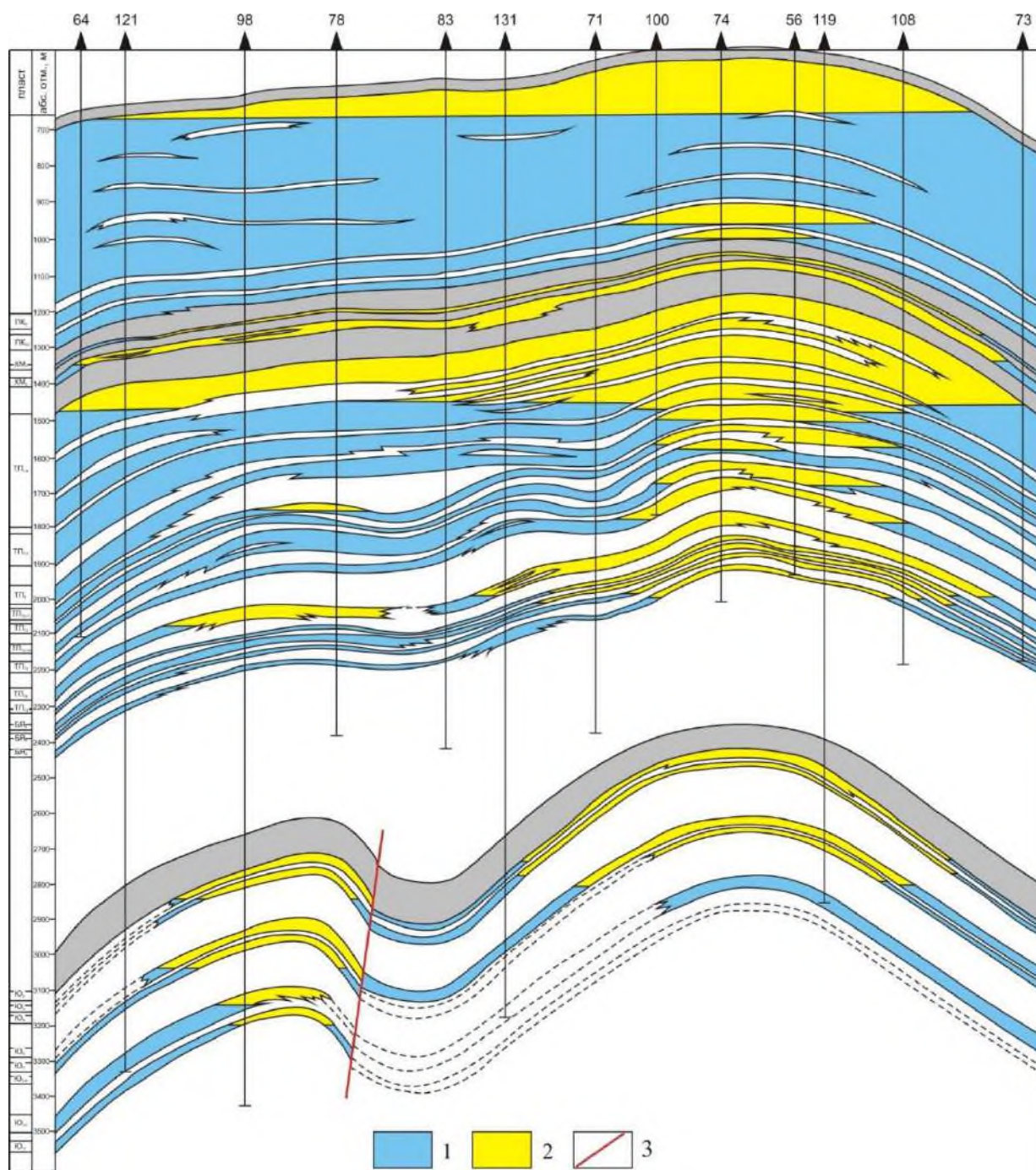


Рисунок 2.10. – Бованенковское месторождение. Геологический разрез (Брехунцов, Битюков, 2005).

Насыщение пластов: 1 – водяное, 2 – газовое и газоконденсатное; 3 – тектонические нарушения.

Пласты группы БЯ (нижний готерив) представлены неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Коллекторами являются песчаники и алевролиты, эффективные газонасыщенные толщины которых изменяются от 1,5 м до 17,3 м, среднее значение открытой пористости – 20%, коэффициент газонасыщенности – 73%. Дебиты газа изменяются от 45,9 тыс. м³/сут до 539,7 тыс. м³/сут на штуцере 16 мм. Пластовое давление 19,78-25,7 МПа, пластовая температура +73 – +79°C. В составе газа преобладает метан (89,0-91,0%). Залежи газоконденсатные, пластовые, сводовые (Брехунцов, Битюков, 2005).

Пласты группы Ю (нижняя и средняя юра) представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Коллекторами являются песчаники и алевролиты, эффективные газонасыщенные толщины которых изменяются от 1,5 м до 12,9 м, среднее значение открытой пористости – 14-15 %, коэффициент газонасыщенности – 65-70 %. Дебиты газа изменяются от 42,145 тыс. м³/сут на штуцере 10,0 мм до 222,5 тыс. м³/сут на штуцере 8 мм. Пластовое давление 41,35-49,11 МПа, пластовая температура +73 – +79°C. Залежи характеризуются аномально высокими пластовыми давлениями. В составе газа преобладает метан. Залежи газоконденсатные, пластовые, сводовые. Результаты физико-химического анализа показывают наличие нефтей средней плотности, высокопарафинистых, малосмолистых (Брехунцов, Битюков, 2005).

Ямбургское нефтегазоконденсатное месторождение (рис. 2.11) находится в северной части Надым-Пурской нефтегазоносной области между Обской и Тазовской губами (см. рис. 2.6). По разведанным запасам углеводородов относится к уникальным (Нестеров, Салманов, Шпильман, 1971; Конторович, Нестеров, Салманов и др., 1975). Открыто в 1969 г. первой поисковой скважиной № 2, при испытании которой из сеноманских отложений получен фонтан газа дебитом 706,5 тыс. м³/сутки на штуцере 22 мм. Промышленная нефтегазоносность нижнемеловых отложений доказана в 1972 г. при опробовании скважины № 1, в которой открыты три газоконденсатные залежи. Мощность мезозойско-кайнозойских отложений осадочного чехла составляет 6500-7500 м. Породы фундамента на площади не вскрыты. Месторождение многопластовое с залежами, связанными со структурными и структурно-литологическими ловушками, расположенными в интервале от берриас-валанжинских до сеноманских отложений включительно (Брехунцов, Битюков, 2005).

Уникальная залежь в пласте ПК₁ (сеноман) является основным по запасам газа объектом Ямбургского месторождения. Толща сеномана представлена песчаниками, песками, алевролитами, алевролитами и глинами. Последних сравнительно мало. Они характеризуются преимущественно линзовидным залеганием. Коллекторами являются песчаники и алевролиты, эффективные газонасыщенные толщины которых изменяются от 1,0 м до 155 м, открытая пористость составляет 27-38%, проницаемость – более 1000·10⁻³ мкм², коэффициент

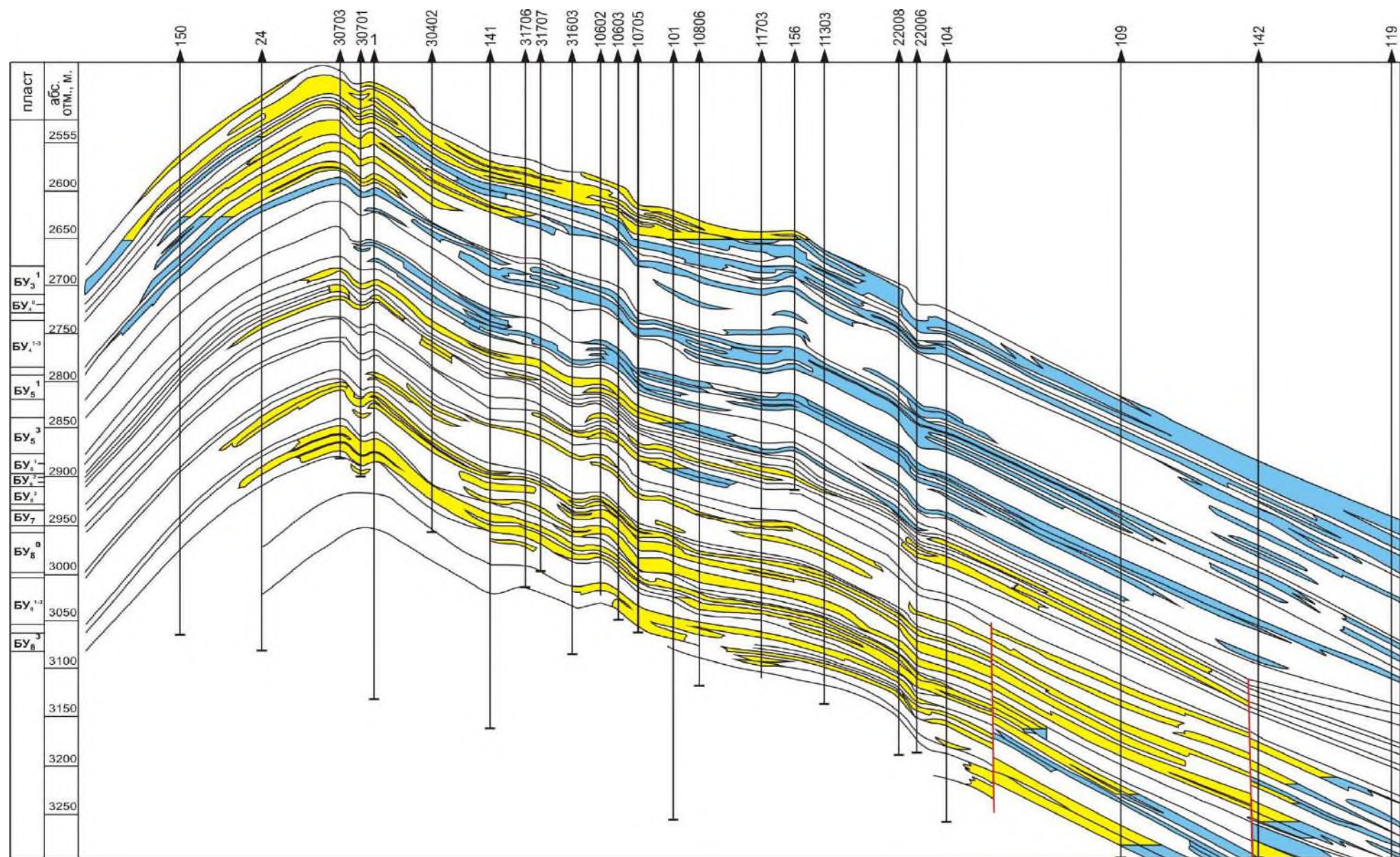


Рисунок 2.11. – Ямбургское месторождение. Геологический разрез валанжин-готерива (Брехунцов, Битюков, 2005).

Условные обозначения см. рис. 2.1.10

газонасыщенности – 65,0-67,0%. Флюидоупором для залежи служит глинистая толща кузнецовской свиты. Свободный газ имеет метановый состав (среднее содержание 99%). Плоскость газоводяного контакта близка к горизонтальной, имеет небольшой наклон в северном направлении. Залежь газовая, массивная, водоплавающая. Размеры залежи 34 000 км², высота – 210 м (Брехунцов, Битюков, 2005).

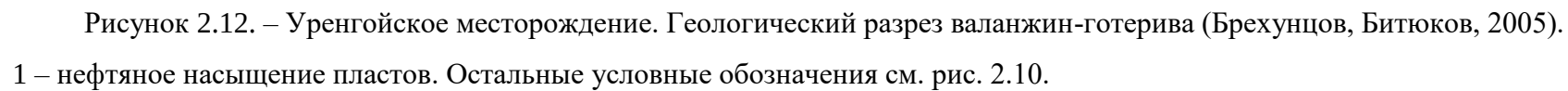
Нижележащие газоносные отложения альба и валанжин-готерива не выдержаны по площади и разрезу. Представлены неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. С увеличением глубины характеризуются ухудшением коллекторских свойств. Залежи содержат жирный конденсатный газ. Концентрация метана в составе пластовых газов уменьшается до 90 %. Вниз по разрезу меняется тип залежей от пластовых, сводовых, до пластово-сводовых, литологически экранированных. Кроме выявленных залежей непромышленные притоки конденсатного газа были получены из пластов бата, представленных чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Залежи характеризуются аномально-высокими пластовыми давлениями, превышающими гидростатическое на 80 % (Брехунцов, Битюков, 2005)

Уренгойское нефтегазоконденсатное месторождение находится в северо-восточной части Надым-Пурской нефтегазоносной области, в Надым-Пурском междуречье (см. рис. 2.6).

Открыто в 1966 г. первой поисковой скважиной № 2, при испытании которой из сеноманских отложений получен фонтан газа дебитом 995 тыс. м³/сутки на штуцере 25 мм. Промышленная нефтегазоносность нижележащих отложений доказана в 1968 г. (Нестеров, Салманов, Шпильман, 1971; Близниченко и др., 1972; Конторович, Нестеров, Салманов и др., 1975; Нефтегазоносные бассейны., 1994; Брехунцов, Битюков, 2005).

Уренгойское многопластовое нефтегазоконденсатное месторождение по разведанным запасам углеводородов относится к уникальным. На месторождении открыты залежи углеводородов в отложениях от сеноманских до нижнеюрских включительно. Ловушки залежей структурные и структурно-литологические (рис. 2.12).

Сеноманская залежь является основным по запасам газа объектом Уренгойского месторождения, объединяет собственно Уренгойскую, Ен-Яхинскую и Песцовую площади. Продуктивная сеноманская толща представлена песчаниками, песками, алевролитами, алевролитами и глинами, причем последние имеют подчиненное значение и характеризуются преимущественно линзовидным залеганием. Коллекторами являются песчаники и алевролиты, эффективные газонасыщенные толщины которых изменяются от 6,6 м до 200,0 м, значения средней открытой пористости – 18-38 %, проницаемость – $5,0-1000 \cdot 10^{-3}$ мкм², коэффициент газонасыщенности – 69-74 %.



Свободный газ метановый (среднее содержание 98,5 %) (табл. 6.2). Газоводяной контакт на собственно Уренгойской и Ен-Яхинской площадях находится в интервале абсолютных отметок минус 1183-1200 м и минус 1190-1204 м соответственно, и имеет наклон в северном и северо-восточном направлениях. На Песцовой площади плоскость газоводяного контакта практически горизонтальна, находится на абсолютной отметке минус 1192 м.

Сеноманская залежь газовая, массивная, водоплавающая. Размеры собственно Уренгойской залежи 30,0x120,0 км, высота – 230 м, Ен-Яхинской – 55x64 км, высота около 100 м, Песцовой – 29x85 км, высота – 88 м.

Залежи пластов группы БУ газоконденсатные с нефтяными оторочками и газоконденсатные, пластовые, сводовые, иногда с литологическими экранами, залежи пластов группы Ю нефтяные, пластовые, сводовые, литологически экранированные или литологически ограниченные. Основными по запасам и площади нефтегазоносности являются продуктивные пласты группы БУ, залегающие в интервале глубин 2500-3100 м. Состав пластового газа в них преимущественно метановый. Юрские залежи характеризуются аномально-высокими пластовыми давлениями.

Резюмируя вышесказанное можно сделать следующие выводы об особенностях геологического строения, тектоники и нефтегазоносности северных и арктических районов Западно-Сибирского осадочного бассейна:

- 1) Земная кора молодого ЗСОБ в протерозое, палеозое и раннем триасе формировалась под воздействием различных тектономагматических событий, прекратившихся в конце триаса, после чего произошло устойчивое погружение земной коры с накоплением осадочного слоя из терригенных и терригенно-хемогенных пород (Мегакомплексы..., 1986). В позднем эоцене в арктическом секторе Земли началось воздымание земной коры северных регионов Сибири, формирование и переформирование залежей углеводородов в осадочном чехле севера Западной и Восточной Сибири (Сурков и др., 2008).
- 2) В геологическом разрезе Западно-Сибирской плиты выделено три структурно-тектонических этажа: нижний, промежуточный и верхний (Сурков, Жеро, 1981; Мегакомплексы..., 1986; Каштанов и др., 1993; Каштанов и др., 1995; Сурков, Смирнов, 1995; Геология..., 2000). *Нижний этаж* – складчатый фундамент, сформировавшийся в палеозойское и допалеозойское время, соответствует геосинклинальному этапу развития. Он представлен эффузивными, интрузивными и осадочными сильно дислоцированными и метаморфизованными породами (Елкин и др., 2007). *Промежуточный* структурный этаж (ПСЭ), формирование которого происходило в погруженных частях фундамента, сопоставляется с отложениями пермо-триасового возраста, характеризует собой парагеосинклинальный этап в истории развития плиты. По данным сейсморазведочных работ

отложения ПСЭ представлены тампейской серией триаса, контролируются отражающими горизонтами «Ia» и «A» (Геология..., 2000). *Верхний структурно-тектонический* этаж сложен мощной толщей мезозойских и кайнозойских образований, накопившихся в условиях длительного и стабильного прогибания фундамента. Этот этаж, или собственно осадочный чехол плиты, изучен наиболее полно глубоким бурением и сейсморазведочными работами.

- 3) В пределах ЗСОБ структурные поверхности всех мезозойско-кайнозойских стратиграфических уровней регионально погружаются от его периферийных частей бассейна к осевой, которая проходит в центральной части геосинеклизы (Конторович и др., 2001; Конторович, 2009, Конторович, 2011; Фомин, Беляев, Ершов, 2011). В рельефе кровли юры северных и арктических районов Западной Сибири, в административном отношении охватывающих Ямало-Ненецкий автономный округ, северо-западные районы Красноярского края и акваторию южной части Карского моря, выделяется три крупных отрицательных структуры 0 порядка (с юга на север) – Надымская гемисинеклиза, Большехетская, Антипаютинско-Тадебеяхинская и Карская мегасинеклизы. Эти крупные депрессии разделены приподнятыми зонами. Большехетская и Антипаютинско-Тадебеяхинская мегасинеклизы разделены Мессояхской наклонной грядой – надпорядковой положительной структурой, рассекающей территорию Западно-Сибирского бассейна в широтном направлении; в зоне сочленения Антипаютинско-Тадебеяхинской и Карской мегасинеклиз расположена Южно-Карская мегаседловина (см. рис. 2.4, 2.5) (Конторович, 2011). В настоящей работе в качестве основного объекта исследований выступают тектонические элементы, осложняющие Южно-Карскую региональную депрессию.
- 4) На изучаемой территории частично или полностью располагается двенадцать нефтегазоносных областей, которые входят в состав Западно-Сибирской НГП – Ямальская, Гыданская, Надым-Пурская, Пур-Тазовская, Приуральская, Красноленинская, Среднеобская, Васюганская, Пайдугинская, Восточно-Уральская, Елогуй-Туруханская и Предъенисейская (см. рис. 2.6). Гыданская, Пур-Тазовская и Елогуй-Туруханская области граничат на востоке, северо-востоке и севере соответственно с западной частью Енисей-Хатангской нефтегазоносной области, которая входит в состав Хатангско-Вилуйской нефтегазоносной провинции (Нефтегазоносные бассейны..., 1994). Во всех перечисленных областях, кроме Елогуй-Туруханской, открыты месторождения нефти и газа. Всего в исследуемых границах в пределах основных нефтегазоносных комплексов в мезозойской части осадочного чехла геологоразведочными работами выявлено более 350 месторождений нефти и газа (см. рис. 2.6). Наиболее крупными из них являются Уренгойское, Медвежье, Ямбургское, Бованенковское, Ванкорское и ряд других (Конторович и др., 1998). Этаж промышленной нефтегазоносности охватывает отложения широкого стратиграфического диапазона – от зоны

контакта фундамента с осадочным чехлом (Новопортовское месторождение) до газсалинской пачки турона (Заполярье, Южно-Русское, Южно-Мессояхское и др. месторождения) (Конторович, Нестеров, Салманов и др., 1975; Конторович и др., 1981; Нефтегазоносные бассейны..., 1994; Геология..., 2000; Ермилов и др., 2004). Основные ресурсы углеводородов сосредоточены в резервуарах мела и юры в разрезе которых на севере Западной Сибири традиционно выделяется в мелу два продуктивных комплекса нижнемеловой (берриас-нижнеаптский, неокомский) и апт-альб-сеноманский, а в разрезе юры – оксфордский, батский, аален-байосский, тоарский, плинсбахский, геттанг-синемюрский (см. рис. 2.7-2.8). По результатам глубокого бурения в изучаемом регионе оксфордский региональный резервуар развит в пределах центральных и восточных районов Надым-Тазовского междуречья, а на большей территории Ямальской и Гыданской НГО заглинизирован (Шемин, 2004; Казаненков и др., 2014).

2.2. Гидрогеологическая стратификация юрско-мелового разреза

Согласно современной терминологии при расчленении геологического разреза выделяются следующие основные гидрогеологические подразделения: водоносный пласт, водоносный/водоупорный горизонт, гидрогеологический (водоносный/водоупорный) комплекс и гидрогеологический этаж. Наиболее мелкой таксономической единицей является водоносный пласт и горизонт (Шварцев, 1996; Карцев, Абукова, Абрамова, 2015).

По мере накопления геологического материала детальность проводимой гидрогеологической стратификации значительно увеличивалась. В настоящее время, имея обширные материалы по стратиграфии и литологии, с использованием данных интерпретации геофизических исследований и керн типовых скважин, возможно проведение гидрогеологической стратификации геологических структур и их частей с высокой детальностью.

В ЗСОБ региональными водоупорными толщами являются отложения нижнеолигоцен-туронского возраста, представленные в основном глинами, аргиллитами и алевролитами, а также породы валанжина и верхней юры. Региональные водоупорные толщи делят его разрез на два гидрогеологических этажа (сверху вниз); 1) верхний – четвертичных и неоген-олигоценовых отложений и 2) нижний – меловых, юрских, триасовых отложений и образований палеозойского фундамента. Каждый гидрогеологический этаж подразделяется на водоносные комплексы.

Опираясь на принятую гидрогеологическую стратификацию ЗСАБ (Кругликов, 1964; Гидрогеология..., 1970; Матусевич, 1976; Розин, 1977; Кругликов, Нелюбин, Яковлев, 1985; Назаров, 2004; Матусевич, 2005) и имеющиеся фактические данные по изучаемому региону в пределах нижнего гидрогеологического этажа можно выделить пять водоносных комплексов

(сверху – вниз): *ант-альб-сеноманский, неокомский, верхнеюрский, нижне-среднеюрский и триас-палеозойский (нерасчлененный)*. Все выделенные мезозойские комплексы сложены преимущественно проницаемыми песчано-алевролитовыми породами, которые разделяются аргиллито-глинистыми водоупорами. От зоны активного водообмена (гипергенеза) вышеперечисленные комплексы изолированы надежным, выдержанным по простиранию турон-олигоценным водоупором. Его экранирующие способности нарушаются лишь при литологическом замещении на проницаемые разности в прибортовых частях бассейна (Шварцев, Новиков, 1999; Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, Сухорукова, 2009; Садыкова, Новиков, 2010; Сухорукова, Новиков, 2011; Новиков, 2017).

Как показал детальный анализ имеющихся материалов, в пределах изучаемого региона гидрогеологическая структура ЗСОБ имеет весьма сложное строение, что обусловлено выпадением из геологического разреза отложений многих стратиграфических подразделений и сложной дизъюнктивной тектоникой (Новиков, 2005; Новиков, Лепокуров, 2005; Новиков, 2013, Новиков, 2014). При рассмотрении особенностей гидрогеологической стратификации ряда геологических структур (Красноленинская мегамоноклиза, Северный свод, Тогульский мезомыс, Южно-Ямальский мезовал и другие) названия водоносных/водоупорных горизонтов юры давались по названиям региональных стратиграфических горизонтов, а меловых и кайнозойских – по названиям свит, наиболее широко распространенных на территории исследования (по материалам решений МСК (1991, 2004)). В пределах триасовых отложений и палеозойских образований выделение водоносных горизонтов не проводилось в виду сложности их строения и слабой изученности глубоким бурением в северных районах Западной Сибири (Новиков, 2007).

Ант-альб-сеноманский водоносный комплекс приурочен к отложениям уватского, ханты-мансийского и викуловского региональных горизонтов. В западной части исследуемого региона (Красноленинская мегамоноклиза и другие) представлен одноименными свитами. В центральной части в районе Варьеганско-Тагринского межавыступа и Северного свода он представлен покурской свитой. На Ямале и Гыдане распространены марресалинская, яронгская и верхняя часть танопчинской свиты. В районе устья р. Енисей – долганская и яковлевская свиты. Разрез комплекса повсеместно имеет схожее трехчленное строение: в верхней части распространены пески и алевролиты разной степени уплотненности с прослоями глин, глин известковистых; в средней части преобладают пачки глин, чередующихся с песчаниками и алевролитами; нижняя часть разреза представлена преимущественно серыми, тёмно-серыми песчаниками, чередующимися с тёмно-серыми глинами и алевролитами и редкими пластами углей. Общая мощность отложений варьирует от 275 до 1370 м. К отложениям комплекса приурочены продуктивные пласты группы ПК₁₋₁₈. Вниз по разрезу происходит ухудшение коллекторских свойств пластов за счет уплотнения пород. К наименее уплотненным породам – к пласту ПК₁

(сеноман) приурочены крупные и уникальные газовые залежи. Комплекс изолирован от зоны активного водообмена мощными отложениями регионального турон-олигоценевого водоупора.

Неокомский водоносный комплекс сложен отложениями тангаловской и сортымской свит (Надым-Тазовское междуречье) и их возрастными аналогами. Разрез неокомских отложений в первом приближении можно разделить на две части. Верхняя часть представлена чередованием сероцветных песчаников, алевролитов и глин. К ней приурочены проницаемые пласты группы А. Нижняя сложена преимущественно серыми глинами, чередующимися с серыми песчаниками и алевролитами с линзовидными прослоями песчаников и включает в себя проницаемые пласты группы Б. Общая мощность отложений комплекса составляет около 500-600 м на севере региона, варьирует от 900-1100 до 1200-1450 метров в Надым-Тазовском междуречье и 750-850 м на западе. Водовмещающие породы неокомского комплекса характеризуются меньшими значениями пористости и проницаемости, чем апт-альб-сеноманские.

Верхнеюрский водоносный комплекс сложен породами баженовского, георгиевского и васюганского региональных горизонтов мелководно- и прибрежно-морских обстановок осадконакопления. В центральной части (Северный свод, Варьеганско-Тагринский межавыступ) он представлен отложениями одноименных свит общей мощностью 50–500 м. Отложения представлены битуминозными аргиллитами и темно-серыми глинами с прослоями алевролитов и песчаников. Выделяются четыре основных песчаных пласта (сверху-вниз): Ю₁¹, Ю₁², Ю₁³ и Ю₁⁴ (верхневасюганская подсвита), разделенных между собой глинистыми пачками. В Пурпейско-Васюганском районе в нижневасюганской подсвите выделяется пласт песчаников и алевролитов Ю₂⁰. В западном и северном направлениях происходит частичная и полная глинизация разреза оксфордского резервуара. Мощность отложений комплекса составляет 750-1000 м. К отложениям верхнесиговской подсвиты, распространенной на востоке и северо-востоке региона приурочен пласт Ю₁^а. Верхнеюрский водоносный комплекс отделён от неокомского глинами баженовской (центральные районы) и яновстанской (восточные) свит.

Нижне-среднеюрский водоносный комплекс представлен отложениями малышевского, леонтьевского, вымского, лайдинского, надояхского, китербютского, шараповского, левинского и зимнего региональных горизонтов. На севере территории (Ямал, Гыдан) горизонты представлены одноименными свитами мощностью до 600 м. В центральной части (Северный свод, Варьеганско-Тагринский межавыступ) комплекс представлен отложениями тюменской, котухтинской, ягельной и береговой свит общей мощностью 800-2200 метров. В прибортовых районах нижне-среднеюрские отложения частично отсутствуют (размыты). Комплекс сложен чередованием хорошо проницаемых пластов (разнозернистые песчаники и алевролиты с подчиненными прослоями глин) и плохо проницаемых пород, представленных аргиллитами и глинами с прослоями гравелитовых песчаников. Отложения комплекса характеризуются

низкими коллекторскими свойствами и их сильной анизотропией по площади. Комплекс ограничен сверху нижневасюганским водоупором, представленным отложениями нижневасюганской подсвиты и её возрастных аналогов.

Триас-палеозойский водоносный комплекс в пределах северных и арктических районов Западной Сибири изучен слабо в силу недостатка фактического материала. Триасовые отложения представлены вулканогенными, осадочными и вулканогенно-осадочными формациями, заполняющими грабены и местами перекрывающие фундамент, сложенный палеозойскими отложениями. Палеозойские образования представлены магматическими и метаморфическими породами, карбонатами, и в подчиненном количестве терригенными обломочными породами и их корами выветривания. Породы домезозойского разреза консолидированы и за время своей эволюции лишились первичной пористости и проницаемости. Поэтому их фильтрационно-емкостные свойства тесным образом связаны с вторичной трещиноватостью, кавернозностью и выщелачиванием, т.е. для нее характерна водонапорная система трещинных и трещинно-жильных вод с очень сложной гидравлической связью.

Рассмотрим на примере ряда структур северных и арктических районов Западной Сибири особенности гидрогеологической стратификации разреза. Как установлено нами ранее, в наибольшей мере фрагментарность разновозрастных отложений характерна для структур внешнего тектонического пояса (Зауральская, Пайхойско-Новоземельская, Предъенисейская и Предтаймырская мегамоноклизы) (Новиков, Сухорукова, 2009; Сухорукова, Новиков, 2011; Кох, Новиков, 2014; Новиков, 2014; Novikov, Sukhorukova, 2015). Так, в пределах северных районов Зауральской мегамоноклизы нами выделено три типа гидрогеологического разреза (рис. 2.13). Площади, относящиеся к первому типу разреза (I) расположены в северно-западной части изучаемой территории, здесь отмечается наиболее близкое к поверхности залегание палеозойского фундамента от 1030 м на Пословской площади до 1486 м на Похромской. Более детальный анализ разреза позволяет выделить подтип Ia, который выделен на Аксарской и Пословской площадях и характеризуется развитием отложений апт-альб-сеноманского и в неполном объеме неокомского комплексов. Для подтипа Ib (площади Маяхт-Асская, Шоганская, Деминская, Макаркинская, Устремская и Северо-Алясовская) отмечается выпадение из разреза отложений ниже-среднеюрского и низов неокомского комплексов, при этом присутствуют водопроницаемые породы вогулкинской толщи. Для разреза Березовской, Похромской и Неремовской площадей (подтип Iv) характерен размыв глинистых отложений верхней подсвиты даниловской свиты и отсутствие отложений ниже-среднеюрского комплекса.

Тип разреза (II) развит северо-западнее. Здесь полностью в разрезе выпадает лишь ниже-среднеюрский комплекс.

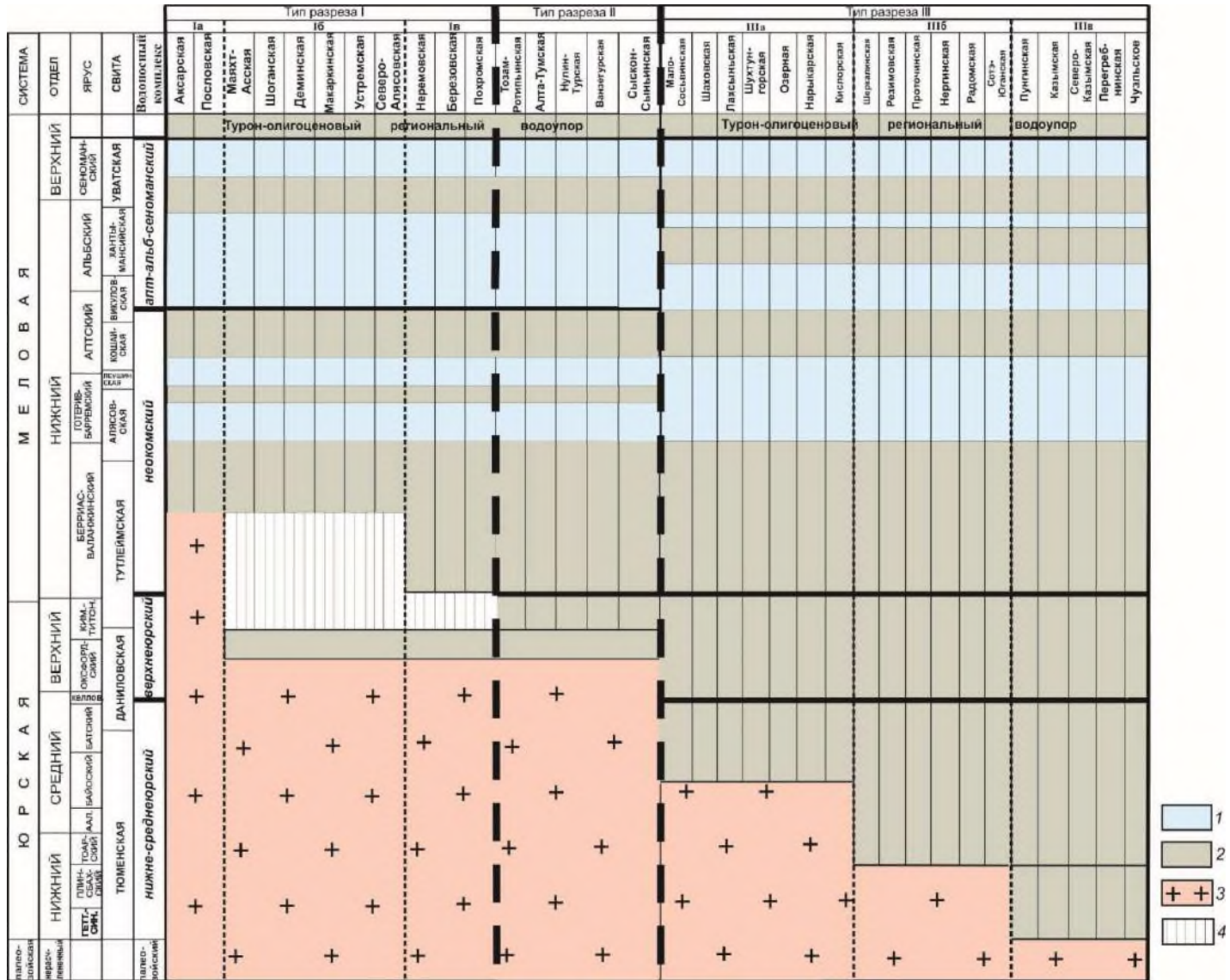


Рисунок 2.13. – Гидрогеолого-стратификационная схема северных районов Зауральской мегамоноклизы.

1 – водоносные горизонты, 2 – водоупоры, 3 – отложения фундамента, 4 – отсутствие отложений.

Третий тип разреза (III) наиболее широко распространен на изучаемой территории, палеозойский фундамент здесь залегает на больших (от 1690 до 2790 м), по сравнению с первыми двумя типами разреза глубинах. Представляется возможным подразделить его на три подтипа. Подтип (IIIa) характеризуется выпадением из разреза средней и нижней подсвит тюменской свиты. Второй подтип (IIIб) характеризуется выпадением из разреза песчаников нижней подсвиты тюменской свиты. Подтип (IIIв), в который входят Пунгинская, Казымская, Северо-Казымская, Перегребнинская и Чуэльская площади отличаются максимально полным вскрытым разрезом тюменской свиты, определяющей особенности ниже-среднеюрского водоносного комплекса.

Наиболее сложным оказалось составить гидрогеолого-стратификационную схему переходной области от ЗСАБ к Хатангскому артезианскому бассейну, приуроченному в тектоническом плане к Енисей-Хатангскому региональному прогибу, расположенному на северо-востоке изучаемой территории (Новиков, 2009; Новиков, 2013б; Кох, Новиков, 2014; Новиков, 2014; Новиков, 2017). Нами было выделено восемь типов структур по типу гидрогеологического разреза. Первый тип отличается наличием в разрезе всех водоносных горизонтов и водоупоров от нижней юры до верхнего мела. Территориально он развит в пределах Аномальной, Горчинской, Северо-Соленинской, Сузунской и др. площадей. Особенностью второго типа является глинизация оксфордского регионального резервуара верхнеюрского водоносного комплекса. Он распространен в северных и западных районах изучаемого региона на Верхне-Кубинской, Казанцевской, Озерной, Паютской и др. площадях. Третий тип разреза характеризуется глинизацией нижнехетского и нижнехетско-суходудинского резервуаров неокомского комплекса и развит на площадях западных районов (Нанадянская, Пайяхская, Яровская и др.). Особенности четвертого типа является практически полное отсутствие отложений апт-альб-сеноманского и верхнеюрского комплексов, частичный размыв малышевского и зимнего резервуара. Структуры с таким типом разреза приурочены к восточным районам (Долганская, Малохетская, Нижнехетская и др. площади) (рис. 2.14). Пятый тип разреза с частичным или полным размывом отложений верхнеюрского комплекса распространен на Зимней, Мессояхской, Семеновской, Тампейской и др. площадях. Отличием шестого типа является выпадение из разреза наряду с верхнеюрскими отложениями также и низов неокомского комплекса (нижнехетский и нижнехетско-суходудинский). Для примера можно привести Восточно-Мессояхскую площадь. В пределах структур (Дерябинская, Суходудинская и другие), где развит седьмой тип разреза в границах ниже-среднеюрского комплекса отсутствует его нижняя часть (зимний, шараповский, надояхский и вымский резервуары). Также, как и во втором и третьем типах полностью заглинизирован оксфордский региональный резервуар и резервуары низов неокома (нижнехетский, нижнехетско-суходудинский и нижнесуходудинский). Восьмой,

Система	Отдел	Ярус	водоносный/ водоупорный горизонт	гидрогеологический (водоносный/ водоупорный) комплекс	гидрогеологический этаж
Q	Q ₂		средне-неоплейстоценово- голоценовый	четвертичный	верхний
	Q ₁				
N	N ₂	p			
		c			
	N ₁	m			
		t			
		s			
		l			
		b			
		a			
		h			
		r			
P	P ₃	p			
		b			
	P ₂	l			
		i			
		t			
		s			
	P ₁	d			
		m			
		km			
		st			
K	K ₂	k	2		нижний
		t	яковлевский		
		s	яковлевский		
		al	верхне-малохетский		
		a	средне-малохетский	апт-альб-сеноманский	
		br	нижне-малохетский		
	K ₁	g	верхне-суходудинский		
		v	средне-суходудинский	неокомский	
		b	нижне-суходудинский		
		tt	нижнехетско-суходудинский		
		km	нижнехетский		
J	J ₃	k			
	J ₂	bt	малышевский		
		b	леонтьевский		
		a	вымский		
	J ₁	t	лайдинский		
		p	надояхский		
		s	китерюкский	нижне-среднеюрский	
		g	шарлаповский		
			лавинский		
			зимний		
T	Pz			триас-палеозойский	

Рисунок 2.14. – Гидрогеолого-стратификационная схема Малохетского куполовидного поднятия.

Горизонты: 1 – долганский водоносный, 2 – яковлевско-долганский водоупорный. Остальные условные обозначения см. рис. 2.13.

из выделенных типов распространен в прибортовых частях бассейна (Большелайдинская и др.) и характеризуется выпадением из разреза практически полностью юрских отложений (Новиков, 2009; Новиков, 2013б; Кох, Новиков, 2014; Новиков, 2014). Схожими с восьмым типом особенностями характеризуется рассмотренные выше первый тип гидрогеологического разреза в пределах Зауральской мегамоноклизы (см. рис. 2.13).

Следует отметить, что в направлении от структур внешнего тектонического пояса во внутренние районы бассейна гидрогеологическое строение становится не таким сложным. Так, уже на структурах Красноленинской мегамоноклизы в западных районах ЗСАБ в пределах нижнего гидрогеологического этажа выделяется четыре гидрогеологических комплекса, надежно изолированных от зоны активного водообмена турон-олигоценым региональным водоупорным комплексом (сверху – вниз): апт-альб-сеноманский, неокомский, юрский, и триас-палеозойский. В границах верхнего гидрогеологического этажа выделяется неоген-четверичный водоносный комплекс (рис. 2.15).

Как отмечалось выше, одной из главных особенностей гидрогеологического строения северных районов Западной Сибири является глинизация верхнеюрского водоносного комплекса на большей части территории, за исключением центральных и восточных районов Надым-Тазовского междуречья. Полуостров Ямал не является исключением, здесь отложения оксфордского регионального резервуара также заглинизированы (рис. 2.16) (Новиков, 2002; Новиков, 2005б; Новиков, 2013).

Внутренние районы характеризуются выдержанностью по простирацию основных водоносных и водоупорных комплексов, где на большинстве геологических структур сейсмическими исследованиями и глубоким бурением в пределах нижнего гидрогеологического этажа выявлен полный разрез меловых и юрских комплексов (рис. 2.17-2.19). Вулканогенно-осадочные отложения триаса развиты также практически повсеместно.

При изучении гидрогеологических условий и обосновании гидрогеологической стратификации северных и арктических районов Западной Сибири приходится учитывать особый геологический объект – многолетнемерзлые породы (ММП), слагающую современную криолитозону (Новиков, 2013).

Западная Сибирь по своему положению и физико-географическим условиям относится к Западному сектору Арктики, который является в определенной мере переходным от сугубо морского климата европейской территории России к континентальному климату Восточной Сибири. Роль арктических воздушных масс в формировании климата резко возрастает, поэтому площадь, занимаемая вечномерзлыми породами здесь значительно большая (южная граница криолитозоны здесь располагается примерно на 60° с.ш.), чем в европейской части России

(Равдоникас, 1962; Баулин и др., 1967; Геокриологический..., 1983; Трофимов и др., 1987; Трофимов и др., 1989; Девяткин, 1993; Итоги..., 1997; Розенбаум, Шполянская, 2000).

Система	Отдел	Ярус	водоносный/ водоупорный горизонт	гидрогеологический (водоносный/ водоупорный) комплекс	гидрогеологический этаж			
Q	Q ₂		средне-неоплейстоценово- голоценовый	неоген-четвертичный	верхний			
	Q ₁		перьяевский					
	талагайинский							
		мансийский						
N	N ₂	p	чановский			турон-олигоценовый		
		c						
	N ₁	m	таволжанско- кютымасский					
		t						
		s						
		l	бещеульский					
		b						
		a	туртасско-абросимовский					
		h						
	P	P ₃	r	атлымский				
P ₂		p	кузнецовско- тавдинский					
		b						
	l							
P ₁	i	t						
	s							
	d							
K	K ₂	m				апт-альб-сеноманский		
		km						
		st						
		k						
		t						
		s						
	K ₁	al	верхне-ханты-мансийско- уватский		неокомский			
		a	нижне-ханты-мансийский					
		br	викуловский					
		g	альмский					
J	J ₃	tt	абалакско-ахский	юрский				
		km						
		o						
		k						
	J ₂	bt	вымско- малышевский					
		b						
		a						
	J ₁	t						
		p						
		s						
T	Pz			триас-палеозойский				

Рисунок 2.15. – Гидрогеолого-стратификационная схема Красноленинской мегамоноклизы. Условные обозначения см. рис. 2.13.

Система	Отдел	Ярус	водоносный/ водоупорный горизонт	гидрогеологический (водоносный/ водоупорный) комплекс	гидрогеологический этаж	
Q	Q ₂		средне-неоплейстоценово-голоценовый	неоген-четвертичный	верхний	
	Q ₁		полупесчаный тагайский			
N	N ₂	p	кулундинский			
		c				
	N ₁	m	новопортоский			
		t				
		s				
		l	ныдинский			
		b				
		a				
P	P ₃	h				
		r				
	P ₂	p				
		b				
		l				
		i				
	P ₁	t	серовский			
		s	верхне-тибейсалинский			
K	K ₂	d				
		m				
		km	кузнецовско-нижне-тибейсалинский			
		st				
		k				
		t				
	K ₁	s	марресалинский			
		al	яронгский			
		a	верхне-танопчинский			
		br	верхне-танопчинский			
		g	нижне-танопчинский			
		v	верхне-ахский			
J	J ₃	b				
		tt				
		km	абалакско-ахский			
		o				
	J ₂	k				
		bt	малышевский			
		b	леонтьевский			
		a	выимский			
	J ₁	t	лайдинский			
		p	надояхский			
		s	кутербутовский			
		g	шараповский			
T	Pz			зимний	триас-палеозойский	нижний

Рисунок 2.16. – Гидрогеолого-стратификационная схема Южно-Ямального мезовала. Условные обозначения см. рис. 2.13.

Система	Отдел	Ярус	водоносный/ водоупорный горизонт	гидрогеологический (водоносный/ водоупорный) комплекс	гидрогеологический этаж					
Q	Q ₂		средне-неоплейстоценово- голоценовый	неоген-четвертичный	верхний					
	Q ₁		дербетовский							
N	N ₂		тапагайинский							
			мансийский							
	N ₁		ингуягунский							
		p								
						c				
							m			
								t		
									s	
										l
a										
	h									
		r								
			p ₃							
				p ₂						
					p ₁					
						t				
s										
	d									
		m								
			km							
				st						
					k					
						t				
s										
	al									
		a								
			br							
				g						
					v					
						b				
tt										
	km									
		o								
			k							
				bt						
					b					
						a				
t										
	p									
		s								
			g							
				T Pz						триас-палеозойский
					кузнецовско- тавдинский					
						атлымский				
апт-альб-сеноманский										
	неокомский									
		верхнеюрский								
			нижне-среднеюрский							

Рисунок 2.17. – Гидрогеолого-стратификационная схема Варьеганско-Тагринского мегавыступа. Условные обозначения см. рис. 2.13.

Система	Отдел	Ярус	водоносный/ водоупорный горизонт	гидрогеологический (водоносный/ водоупорный) комплекс	гидрогеологический этаж	
Q	Q ₂		средне-неоплейстоценово-голоценовый	неоген-четвертичный	верхний	
	Q ₁		полумский талагайкинский			
N	N ₂	p	ингуягунский			
		c				
	N ₁	m	туртасско-пелымский			
		t				
		s				
		l				
		b				
		a				
		h				
P	P ₃	r	атлымский	турон-олигоценовый		
	P ₂	p	кузнецовско-тавдинский			
		b				
		l				
		i				
	P ₁	t				
		s				
		d				
		m				
K	K ₂	km		апт-альб-сеноманский		
		st				
		k				
		t				
		s	верхне-покурский			
		al	средне-покурский			
		a	нижне-покурский			
	K ₁	br	альмский			
		g			усть-балыкско-сангопайский	
		v			верхне-сортымский	
		b			средне-сортымский	
		J ₃			tt	георгиевско-куломзинский
					km	
					o	
	k		нижневасюганский			
	bt		малышевский			
J	J ₂	b	леонтьевский			
				вямский		
		a		лайдинский		
		t		наюяхский		
	J ₁		китерюцкий			
				царяповский		
		p		павинский		
		s		зимний		
		g				
T / Pz			триас-палеозойский	нижний		

Рисунок 2.18. – Гидрогеолого-стратификационная схема Северного свода. Условные обозначения см. рис. 2.13.

Система	Отдел	Ярус	водоносный/ водоупорный горизонт	гидрогеологический (водоносный/ водоупорный) комплекс	гидрогеологический этаж
Q	Q ₂		средне-неоплейстоценово-голоценовый	неоген-четвертичный	верхний
	Q ₁		болотехотский талагайский		
N	N ₂	p	кулундинский		
		c			
	N ₁	m	новопортовский		
		t			
		s			
		l	ныдинский		
		b			
		a			
		h			
P	P ₃	r		турон-олигоценовый	
	P ₂	p			
		b	серовско-корликовский		
		l			
	P ₁	i			
		t			
		s	верхне-тибейсалинский		
d		нижне-тибейсалинский			
K	K ₂	m	танамский		
		km			
		st	дорожковско-салладаяхинский		
		k			
		t			
		s	яковлевско-долганский		
		al			
	K ₁	a	нижне-яковлевский		
		br	суходудинско-малохетский		
		g	нижне-суходудинский		
		v	нижнехетско-суходудинский		
		b	нижнехетский		
		tt	яновстанский		
J	J ₃	km	сиговский	верхнеюрский	нижний
		o			
	J ₂	k	точинский	нижне-среднеюрский	
		bt	малышевский		
		b	леонтьевский		
		a	вымский		
	J ₁	t	надояхский		
		p	китерюкский		
		s	шарлаповский		
		s	лавинский		
		g	зимний		
T / Pz	Pz			триас-палеозойский	

Рисунок 2.19. – Гидрогеолого-стратификационная схема Тогульского мезомыса. Условные обозначения см. рис. 2.13.

По условиям распространения в Западной Сибири выделяют три геокриологические зоны (Баулин, 1985): северную, центральную и южную (рис. 2.20). В свою очередь, по криогенному

строению северную и центральную зоны делят еще на две подзоны. Так, в *южной зоне* мерзлота с поверхности не встречается.

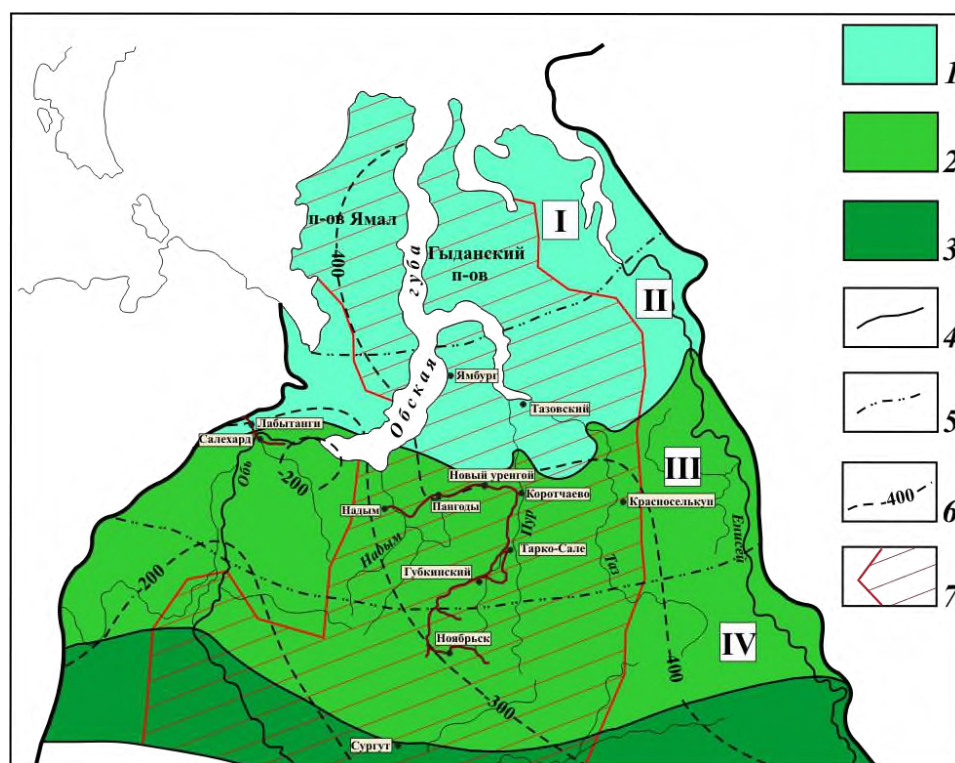


Рисунок 2.20. – Схема распространения многолетнемерзлых и сезонномерзлых пород в районах нефтегазодобычи (современных и на перспективу) (по Баулину, 1985; с изменениями).

1 – северная зона практически сплошного распространения многолетнемерзлых пород; 2 – центральная зона совместного распространения многолетнемерзлых и сезонномерзлых пород; 3 – южная зона глубокозалегающих мерзлых толщ; граница: 4 – между мерзлотными зонами и 5 – подзонами; 6 – изолинии максимальной глубины залегания подошвы мерзлой толщи; 7 – районы нефтегазодобычи (современные и на перспективу).

Подзона IV центральной зоны, где расположены месторождения Игримской и Березовской групп, характеризуется островным распространением мерзлых пород. Подошва их находится на глубине 250-350 м, кровля реликтовой мерзлой толщи – на глубине 100-150 м. Мощность верхнего слоя мерзлоты (где она есть) не превышает 10-20 м, в поймах большинства рек отмечены сквозные талики. В *подзоне III* центральной зоны (см. рис. 2.20) находятся такие месторождения, как Медвежье, Комсомольское, Юбилейное и другие. Площадь распространения мерзлоты здесь составляет около 50 %. Характерно двухслойное её строение, и лишь на самом севере подзоны отмечаются участки с монолитной толщей, прослеживающейся до глубины 400 м. *Подзона II* северной зоны расположена в южной части полуостровов Ямал и Гыданский, а также на Тазовском п-ове. Многолетнемерзлые породы залегают во всех элементах рельефа. Их

мощность меняется в пределах 100-400 м. К этой подзоне приурочены такие месторождения, как Ямбургское, Мессояхское, Северо-Уренгойское и другие. *Подзона I* северной зоны (см. рис. 2.20), расположенная на севере полуостровов Ямал и Гыданский, характеризуется наиболее жесткими условиями, здесь часто встречаются многолетние бугры пучения высотой 30-40 м, диаметром в основании 50-250 м и линзы погребенного льда толщиной 10-15 м, залегающие на контакте песков с глинами или суглинками. К месторождениям этой подзоны относятся Бованенковское, Крузенштернское, Харасавэйское и другие (Криосфера..., 2006).

Расчеты О.М. Ермилова, Б.В. Дегтярева и А.Р. Курчикова (Ермилов, Дегтярев, Курчиков, 2003) показали, что общая тенденция уменьшения мощности многолетнемерзлых пород в южном направлении сохраняется от 400-450 м в районе Ямбургского месторождения до 250-300 м на севере Вартовского и Сургутского районов, но картина осложнена многочисленными локальными аномалиями, которыми являются месторождения углеводородов.

Резюмируя, следует отметить, что гидрогеологическое строение выдержанных по простиранию водоносных и водоупорных горизонтов нижнего гидрогеологического этажа усложняется от внутренних районов к периферии. Все мезозойские комплексы сложены преимущественно проницаемыми песчано-алевролитовыми породами, которые разделяются аргиллито-глинистыми водоупорами. От зоны активного водообмена (гипергенеза) верхнего гидрогеологического этажа они изолированы надежным региональным турон-олигоценым водоупором, экранирующие способности которого нарушаются лишь при литологическом замещении на проницаемые разности в прибортовых частях бассейна. В северных районах Западной Сибири повсеместно развита мощная криогенная толща, которая выступает региональным водоупорным горизонтом. Ее возникновение до образования современных форм рельефа предопределило длительно существующие условия затрудненного водообмена на большей части территории. Частичное оттаивание ММП в пойме р. Пур, Таз, Енисей и т.д., под их руслом и крупными озерами, а также на участках, приуроченных к тектоническим разломам, обуславливает в этих местах более активный водообмен.

2.3. Роль элизионного и инфильтрационного водообмена при формировании структуры гидродинамического поля

В сложных гидрогеологических условиях северных районов ЗСОБ крайне важно получить достоверные сведения по гидродинамике нефтегазоносных отложений. Однако информация, получаемая по большинству изучаемых объектов в геологоразведочных скважинах, особенно тех, которые опробовались с помощью пластоиспытателя, весьма низкого качества. Анализ фактического материала показал, что менее 50 % разведочных скважин, вскрывших мезозойские водонапорные горизонты, содержат достоверные сведения о гидродинамическом режиме.

Структура гидродинамического поля нефтегазоносных бассейнов формируется длительное время и тесно связана с геологической историей, процессами уплотнения осадочных пород и их постседиментационными преобразованиями начиная с иловой стадии в раннем диагенезе и заканчивая стадией метаморфизма. Рассмотрим подробнее изменение фильтрационно-емкостных свойств (ФЭС) пород в зависимости от глубины их залегания в пределах северных районов ЗСОБ.

Фильтрационно-ёмкостные свойства нефтегазоносных отложений

Уплотнение осадочных пород происходит в результате уменьшения их пористости под воздействием механических сил и физико-химических процессов. Степень уплотнения глинистых пород определяется в основном величиной геостатического давления, а их физические свойства зависят от глубины погружения или величины нагрузки. На величину уплотнения песчаных пород, кроме нагрузки, оказывают влияние физико-химические процессы, приводящие к растворению соприкасающихся обломочных зерен на их контактах. Большое значение имеет длительность процессов (Алексеев и др., 1982; Магара, 1982; Walderhaug, 1996; Ehrenberg, Nadeau, 2005; Ehrenberg, Nadeau, Steen, 2009).

Процессы уплотнения осадочных пород рассматриваются в многочисленных работах Н.Б. Вассоевича, Ю.В. Мухина, И.И. Нестерова, Э.А. Прозоровича, Б.К. Прошлякова, Э.Э. Фотиади, J.M. Weller и других (Athy, 1930; Фотиади, 1957; Weller, 1959; Вассоевич, 1960; Прошляков, 1960; Прозорович, 1962; Комаров, Постников, 1964; Maxwell, 1964; Мухин, 1965; Нестеров, 1965; Карпов, Габриэлянц, 1969; Леворсен, 1970; Хайццер, 1971; Кондрина, 1972; Алексеев и др., 1982; Магара, 1982, Bjørlykke, Ramm, Saigal, 1989; Ehrenberg, Nadeau, 2005; Ehrenberg, Nadeau, Steen, 2009). Основной фактор уплотнения – гравитация, т.е. вес перекрывающих отложений, возрастающий по мере увеличения мощности осадочного чехла (Вассоевич, 1960). Различают два вида уплотнения – упругое и пластическое (Леворсен, 1970). Породы, подвергшиеся упругой деформации, при снятии давления частично или полностью восстанавливают первоначальный объем и пористость. Если породы подвергались пластической деформации, то их первоначальный объем и пористость не восстанавливаются даже частично (Алексеев и др., 1982).

В целом, пористость песчаников/алевролитов в пределах нефтегазоносных отложений меняется в широком диапазоне от 0,70 до 42,55 %, закономерно уменьшаясь от апт-альб-сеноманского комплекса к доюрским резервуарам (табл. 2.1). Установлено, что доминируют в разрезе песчаники/алевролиты с величиной пористости 10-20 % (рис. 2.21). При этом следует отметить, что на фоне невысоких значений пористости в нижней части осадочного чехла 5-10 % установлены интервалы с повышенными ФЭС до 15-18 % (рис. 2.22).

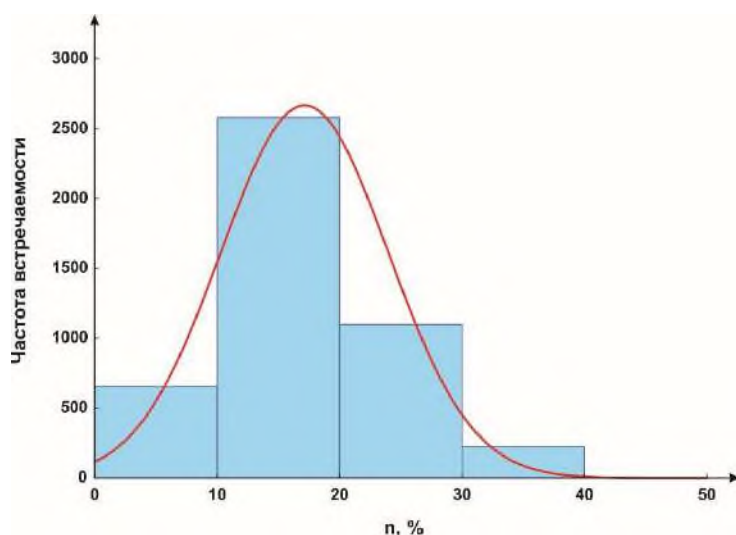


Рисунок 2.21. – Распределение значений пористости песчаников/алевролитов.

На рисунке 2.22 представлен сводный график, отражающий зависимость между пористостью песчаников/алевролитов, глин/аргиллитов и глубиной их залегания в пределах северных районов ЗСОБ (по результатам петрофизических исследований керна). Из него видно, что пористость, как первых, так и вторых уменьшается с глубиной. Скорость уплотнения пород высока на глубинах до 1000 м и замедляется с увеличением глубины их захоронения. На этот факт в своих исследованиях указывают

L.F. Athy, H.D. Hedberg, G. Dickinson, J.M. Weller, Б.К. Прошляков, Н.Н. Ham, J.B. Foster, Н.Е. Whalen, Н.Н. Hosoi, R.H. Meade, K. Magara, Г.И. Алексеев и многие другие. При этом, если давление флюидов выше, чем нормальное гидростатическое, то глины/аргиллиты уплотняются в меньшей мере, чем при гидростатическом давлении. Это явление широко известно во многих нефтегазоносных бассейнах мира (Магара, 1982), а в изучаемом регионе повышенные и аномально высокие пластовые давления в водонапорной системе мезозоя проявляются, начиная с апт-альб-сеноманского комплекса и доминируют в юрских.

Оценка ФЭС проводилась также по имеющимся в настоящее время для изучаемой территории данным гидродинамических исследований, полученным при испытании и опробовании глубоких скважин. Детальный анализ распределения величины гидропроводности нефтегазоносных горизонтов по основным водоносным комплексам показал их большую неоднородность. В целом, наблюдается снижение гидропроводности с глубиной (рис. 2.23а, табл. 2.1). Водообильность мезозойских отложений также закономерно снижается по мере погружения изучаемых объектов (рис. 2.23б). Так, если в меловых комплексах средние дебиты составляют 42-76 м³/сут, то в юрских уже 20-25 м³/сут (табл. 2.1.).

Самыми высокими коллекторскими свойствами обладают слабосцементированные пески и песчаники покурской свиты апт-альб-сеноманского водоносного комплекса (пласты ПК). Их пористость варьирует в интервале 10,54-42,55 %, гидропроводность составляет $3,81 \cdot 10^{-5}$ - $7,40 \cdot 10^{-3}$ мкм²·м/мПа·с, при среднем значении 109,9 мкм²·м/мПа·с. Все это позволяет получать притоки до 1000 м³/сут и более. Поэтому в большинстве случаев подземные воды апт-альб-сеноманского

Таблица 2.1. – Характеристика гидродинамических параметров и фильтрационно-емкостных свойств.

Водоносный комплекс	Рпл, МПа	Ка, ед.	ϵ , мкм ² ·м/мПа·с	п, %	Q _{воды} , м ³ /сут
Апт-альб-сеноманский	<u>3,47-28,40</u> 15,84 (924)	<u>0,84-1,14</u> 1,02 (924)	<u>$3,81 \cdot 10^{-5}$-$7,40 \cdot 10^3$</u> 109,91 (130)	<u>10,54-42,55</u> 24,75 (814)	<u>0,62-1025,10</u> 76,87 (184)
Неокомский	<u>6,28-77,93</u> 27,25 (2189)	<u>0,81-2,12</u> 1,05 (2189)	<u>$2,23 \cdot 10^{-4}$-$4,15 \cdot 10^3$</u> 18,72 (273)	<u>7,40-33,52</u> 17,41 (2403)	<u>0,15-654,00</u> 42,10 (532)
Верхне-юрский	<u>9,90-67,65</u> 30,52 (428)	<u>0,92-1,87</u> 1,11 (428)	<u>$1,02 \cdot 10^{-4}$-5,04</u> 0,13 (98)	<u>0,70-24,73</u> 12,80 (576)	<u>0,10-267,30</u> 25,68 (109)
Нижне-среднеюрский	<u>6,63-101,89</u> 39,28 (397)	<u>0,86-2,21</u> 1,28 (397)	<u>$8,7 \cdot 10^{-6}$-38,92</u> 0,19 (94)	<u>1,50-21,06</u> 10,34 (1182)	<u>0,10-192,20</u> 20,02 (138)
Доюрские	<u>9,11-90,00</u> 33,08 (73)	<u>0,85-1,71</u> 1,12 (73)	<u>0,02-90,70</u> 27,45 (13)	<u>1,90-16,00</u> 8,19 (313)	<u>0,24-115,00</u> 14,75 (37)

Примечание: ϵ – гидропроводность, п – пористость; в числителе приведены минимальные и максимальные значения, в знаменателе – среднее, число замеров.

комплекса используют в качестве источника для функционирования систем поддержания пластового давления при разработке месторождений углеводородов Западной Сибири. Водоносные горизонты неокомского водоносного комплекса, хоть и обладают высокими ФЭС, но в большей мере затронуты процессами уплотнения пород. К отложениям комплекса приурочены проницаемые пласты группы А и Б, пористость которых составляет 7,40-33,52 %, гидропроводность варьирует в интервале $2,23 \cdot 10^{-4}$ - $4,15 \cdot 10^3$ мкм²·м/мПа·с, средние дебиты воды достигают 42,1 м³/сут. К ниже залегающим юрским водоносным комплексам приурочены проницаемые пласты группы Ю (Ю₁ к верхнеюрскому и Ю₂-Ю₂₃ к ниже-среднеюрскому). Пористость резервуаров варьирует в интервале от 0,70 до 24,73 %, наблюдается ухудшение коллекторских свойств с глубиной. Величина гидропроводности изменяется в еще большем интервале $8,7 \cdot 10^{-6}$ -38,92 мкм²·м/мПа·с. Согласно изменению ФЭС снижаются дебиты воды с глубиной (рис. 2.23б). Следует отметить, что доюрские комплексы (отложения триаса и древнее) изучены в северных районах Западной Сибири крайне слабо. Наиболее представительный материал имеется по Новопортовскому нефтегазоконденсатному месторождению, расположенному на полуострове Ямал. В целом, несмотря на высокую степень консолидации отложений, трещинный, трещинно-жильный и каверновый тип коллектора доюрские породы местами обладают хорошими коллекторскими свойствами. Так, пористость составляет 1,90-16,00 %, величина гидропроводности варьирует в интервале 0,02-90,70 мкм²·м/мПа·с, а дебиты воды при испытании доюрских объектов изменяются от 0,2 до 115,0 м³/сут, при среднем значении 14,7 м³/сут (Новиков, 2019).

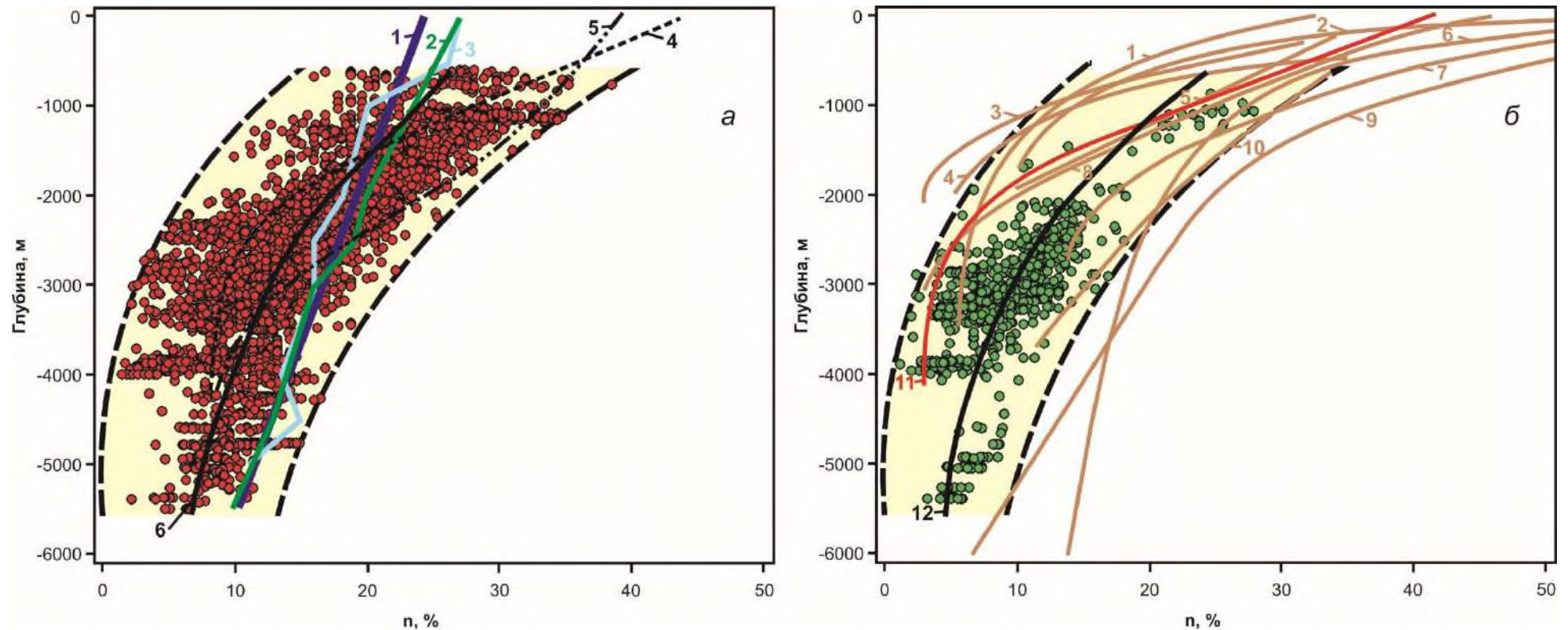


Рисунок 2.22. – Зависимость пористости песчаников/алевролитов (а) и глин/аргиллитов (б) от глубины их залегания в пределах северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Тренды изменения пористости песчаников/алевролитов с глубиной: 1 – глобальный (Ehrenberg, Nadeau, 2005); 2 – меловых (Ehrenberg, Nadeau, Steen, 2009); 3 – юрских (Ehrenberg, Nadeau, Steen, 2009); 4 – в центральных районах Западной Сибири (алевролитов) (Алексеев и др., 1982); 5 – в центральных районах Западной Сибири (песчаников) (Алексеев и др., 1982); 6 – в северных районах ЗСОБ.

Тренды изменения пористости глин/аргиллитов с глубиной: 1 – Б.К. Прошляков (1960); 2 – R.H. Meade (1966); 3 – L.F. Athy (1930); 4 – H.N. Hosoi (1963); 5 – H.D. Hedberg (1936); 6 – G. Dickinson (1953); 7 – K. Magara (1968); 8 – J.M. Weller (1959); 9 – H.H. Ham (1966); 10 – J.B. Foster, H.E. Whalen (1966); 11 – Г.И. Алексеев и др. (1982); 12 – в северных районах ЗСОБ.

Распределение пластовых давлений

Как отмечалось выше, многими учеными отмечается тот факт, что даже основные гидродинамические закономерности ЗСОБ до настоящего времени изучены лишь в общих чертах. В первую очередь это относится к рассматриваемым в рамках настоящей работы северных районов. Особенности строения и степень глубинной изученности позволяют в настоящее время выделить в разрезе мезозойско-кайнозойскую водонапорную систему с характерными водонапорными толщами, водонапорными и водоупорными комплексами. Триасовые и палеозойские образования вскрыты незначительным числом скважин на относительно небольшую глубину, и их гидрогеологическое расчленение невозможно.

Основной гидродинамической особенностью этой части ЗСОБ является широкое развитие на глубинах 2,8-6,0 км аномально высоких пластовых давлений как в юрских водоносных комплексах, так и в вышележащих горизонтах, вплоть до неокомских (рис. 2.24). С глубиной отчетливо выделяется две гидродинамические зоны (сверху-вниз): гидростатических и повышенных переходящих в АВПД. К первой приурочены большинство водоносных горизонтов апт-альб-сеноманского водоносного комплекса (Новиков, 2018; Novikov et al., 2018).

В ниже залегающем неокомском комплексе напряженность гидродинамического поля возрастает и пластовые давления постепенно с повышенных переходят к АВПД в его нижних горизонтах. В юрских комплексах в центральных районах изучаемого района доминируют повышенные давления и АВПД, которые снижаются до гидростатических по мере приближения к периферии бассейна. Эта закономерность отчетливо просматривается на примере полуострова Ямал (рис. 2.25). Так, в направлении с юга на север от Новопортовского нефтегазоконденсатного месторождения к Малыгинскому – гидрогеологическая закрытость недр растет, что закономерно проявляется в росте K_a от нормальных (0,95-1,00) до АВПД (1,60-1,92) соответственно (Новиков, 2005а; Сесь, Новиков, 2017). Ниже залегающие доюрские комплексы сильно различаются по величине пластовых давлений, так, для триасовых ярко выражены АВПД, а для палеозойских характерны нормальные (гидростатические) и повышенные давления (Новиков, 2005б). Рассмотрим особенности гидродинамики основных водоносных комплексов.

Апт-альб-сеноманский водоносный комплекс характеризуется пластовыми давлениями, варьирующими в интервале 3,5-28,4 МПа, которые контролируются глубиной залегания водоносных горизонтов (Новиков, 2005в; Новиков, Лепокуров, 2005). Как видно из рис. 2.24, комплекс характеризуется преимущественно нормальными (гидростатическими) давлениями. Анализируя напряжённость гидродинамического поля в региональном плане (рис. 2.26а) следует отметить, что практически вся изучаемая территория находится в зоне нормальных давлений. На этом фоне достаточно большие территории приурочены к зонам повышенных давлений в северо-

западных (южные районы Карской мегасинеклизы) и центральных районах (центральные районы Антипаютинско-Тадебеяхинской мегасинеклизы и южный склон Северо-Тазовской мегавпадины, осложняющей структурный план Большехетской мегасинеклизы). Спорадическое развитие имеют гидродинамические аномалии пониженных давлений, связанных с существованием залежей в отложениях комплекса, который является основным источником газа в Западной Сибири. В северных районах сосредоточены уникальные по запасам месторождения,

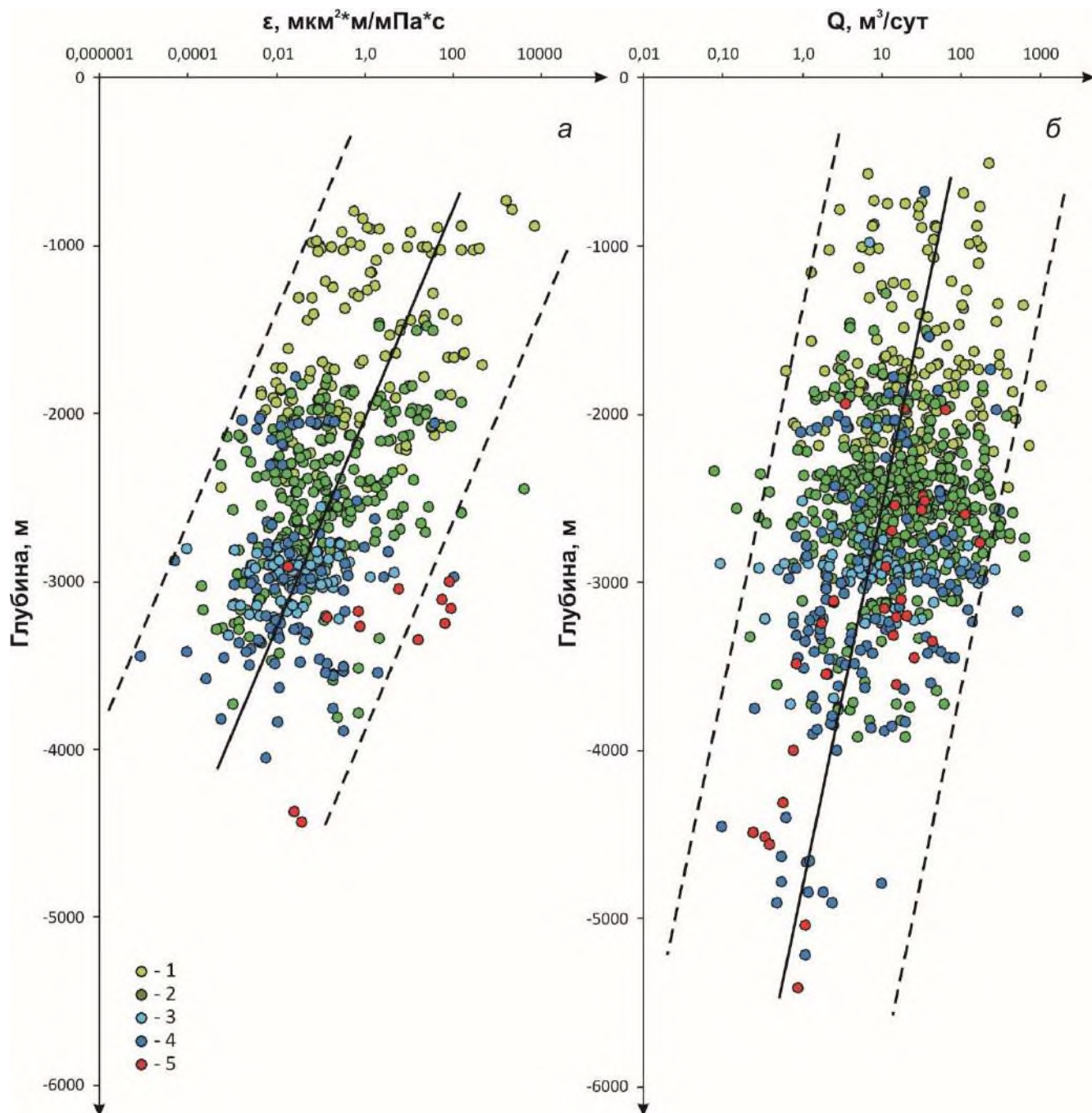


Рисунок 2.23. – Зависимость величины гидропроводности (а) и дебитов воды (б) от глубины залегания водоносных горизонтов в пределах северных районов ЗСОБ.

Водоносные комплексы: 1 – апт-альб-сеноманский, 2 – неокомский, 3 – верхнеюрский, 4 – нижне-среднеюрский, 5 – доюрские.

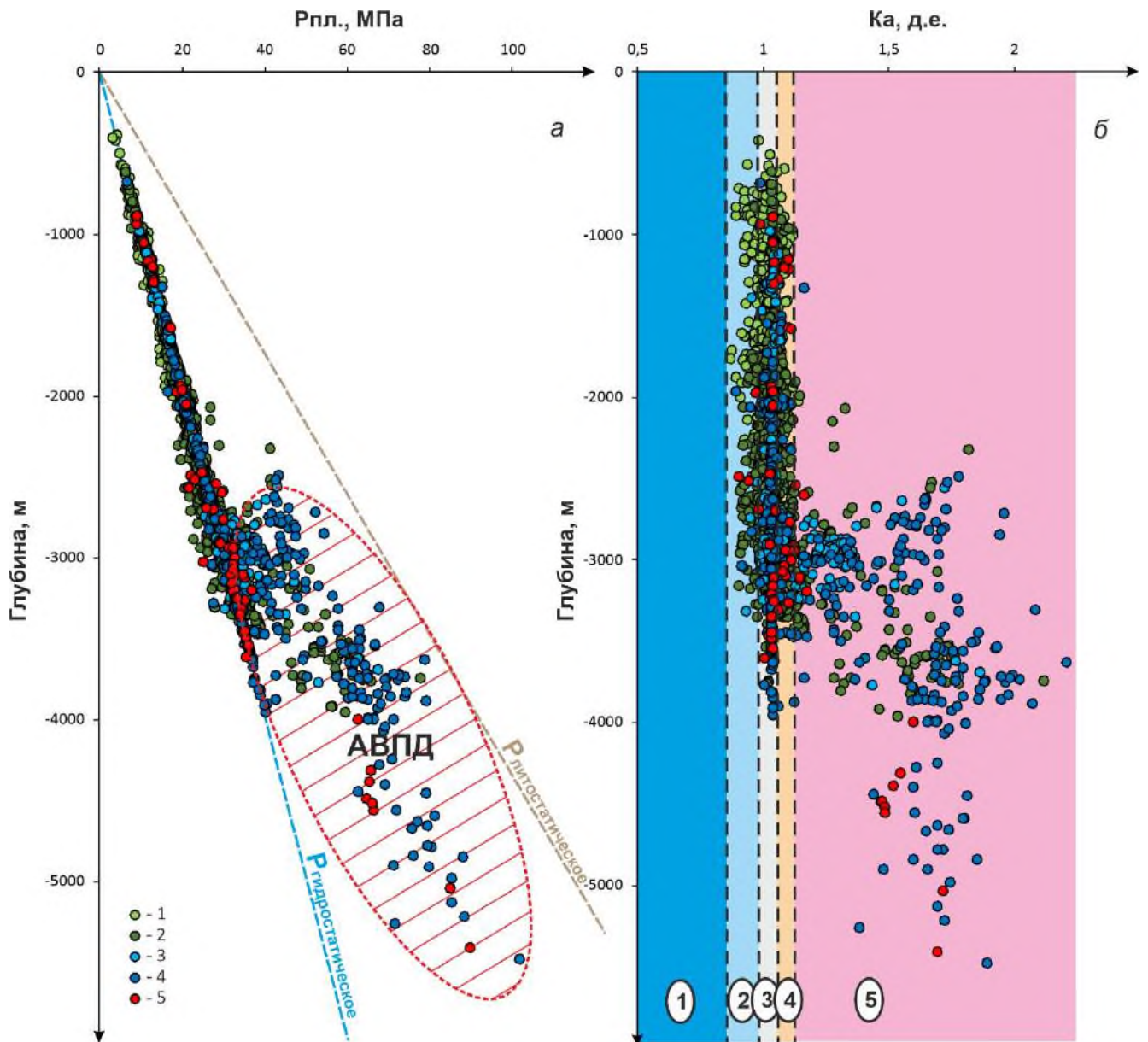


Рисунок 2.24. – Зависимость величины пластовых давлений (а) и K_a (б) от глубины залегания водоносных горизонтов в пределах северных районов ЗСОБ.

Зоны пластовых давлений по величине K_a (по Букаты, Зуеву, 1990): 1 – аномально-низких (менее 0,8); 2 – пониженных (0,8-0,95); 3 – нормальных (0,95-1,05); 4 – повышенных (1,05-1,15); 5 – аномально-высоких (более 1,15); остальные условные обозначения см. рис 2.23.

трлн. м³: Уренгойское – 9,5, Медвежье – 1,0, Южно-Русское – 1,0, Ямсовейское – 1,0, Комсомольское – 0,7 и другие (Немченко, Ровенская, Шоелл, 1999; Конторович, Сурков, 2000; Ермилов и др., 2004). Анализ контуров распространения аномалий пониженных давлений показал наличие прямой связи с существованием уникальных и крупных газовых залежей в пределах комплекса, особенно сеноманских. Подобные аномалии выявлены в пределах Бованенковского, Мессояхского, Тагульского, Утреннего, Харампурского, Ямсовейского и других месторождений, где K_a варьирует в интервале 0,83-0,91.

Анализ распределения приведенных давлений в пределах апт-альб-сеноманского комплекса выявил обширные зоны пьезомаксимумов, выступающие в качестве внутренних областей питания подземных вод, приуроченных к наиболее погруженным территориям Среднепурского наклонного мегажелоба, Большехетской, Антипаютинско-Тадебеяхинской и Карской мегасинеклиз (рис. 2.27). Таким образом выявлена «обратная» корреляция приведенных пластовых давлений со структурным планом. Общий перепад приведенных давлений достигает 3,4 МПа. Зоны основных пьезоминимумов совпадают с контурами крупных зон нефтегазонакопления, например, с Харасавэйской – на севере, Ванкоро-Сузунской – на востоке, Уренгойской – в центральных районах и другими.

В разрезе *неокомского водоносного комплекса* пластовые давления изменяются в интервале от 6,3 до 77,9 МПа. К низам комплекса приурочены водоносные горизонты, в пределах которых отмечено наличие АВПД, повышенные давления широко проявлены по всему разрезу (см. рис. 2.24).

Анализ распределения K_a показал наличие трех зон давлений: нормальных, повышенных и аномально высоких. Причем, как и в вышезалегающем апт-альб-сеноманском водоносном комплексе доминирует зона нормальных давлений (рис. 2.26б). На ее фоне можно выделить две крупные области повышенных пластовых давлений, одна из них приурочена к центральным районам и ограничена территорией Большехетской мегасинеклизы, а вторая выявлена в северных районах и частично охватывает структуры Карской и Антипаютинско-Тадебеяхинской мегасинеклиз охватывая восточную часть Агапско-Енисейского желоба. В границах этих областей установлено семь гидродинамических зон с АВПД. На севере – это территории Южно-Карской мегавпадины, Тадебеяхинского мегапрогиба, Енисейской мегавпадины. В пределах Большехетской мегасинеклизы районы развития АВПД приурочены к структурам Нерутинской мегавпадины. Как и в апт-альб-сеноманском комплексе выявлен ряд гидродинамических аномалий с пониженным фотом пластовых давлений с величиной K_a составляющим 0,86-0,91. Они также приурочены к крупным месторождениям (Утреннее, Харасавэйское, Ванкорское и другие) (Новиков, 2019).

Общий перепад приведенных давлений в пределах неокомского комплекса достигает 28,0 МПа. Анализ распределения приведенных давлений выявил обширные высокоградиентные зоны пьезомаксимумов, выступающие в качестве внутренних областей питания подземных вод, приуроченных к наиболее погруженным территориям Большехетской, Антипаютинско-Тадебеяхинской, Карской мегасинеклиз и Агапско-Енисейского желоба (рис. 2.28).

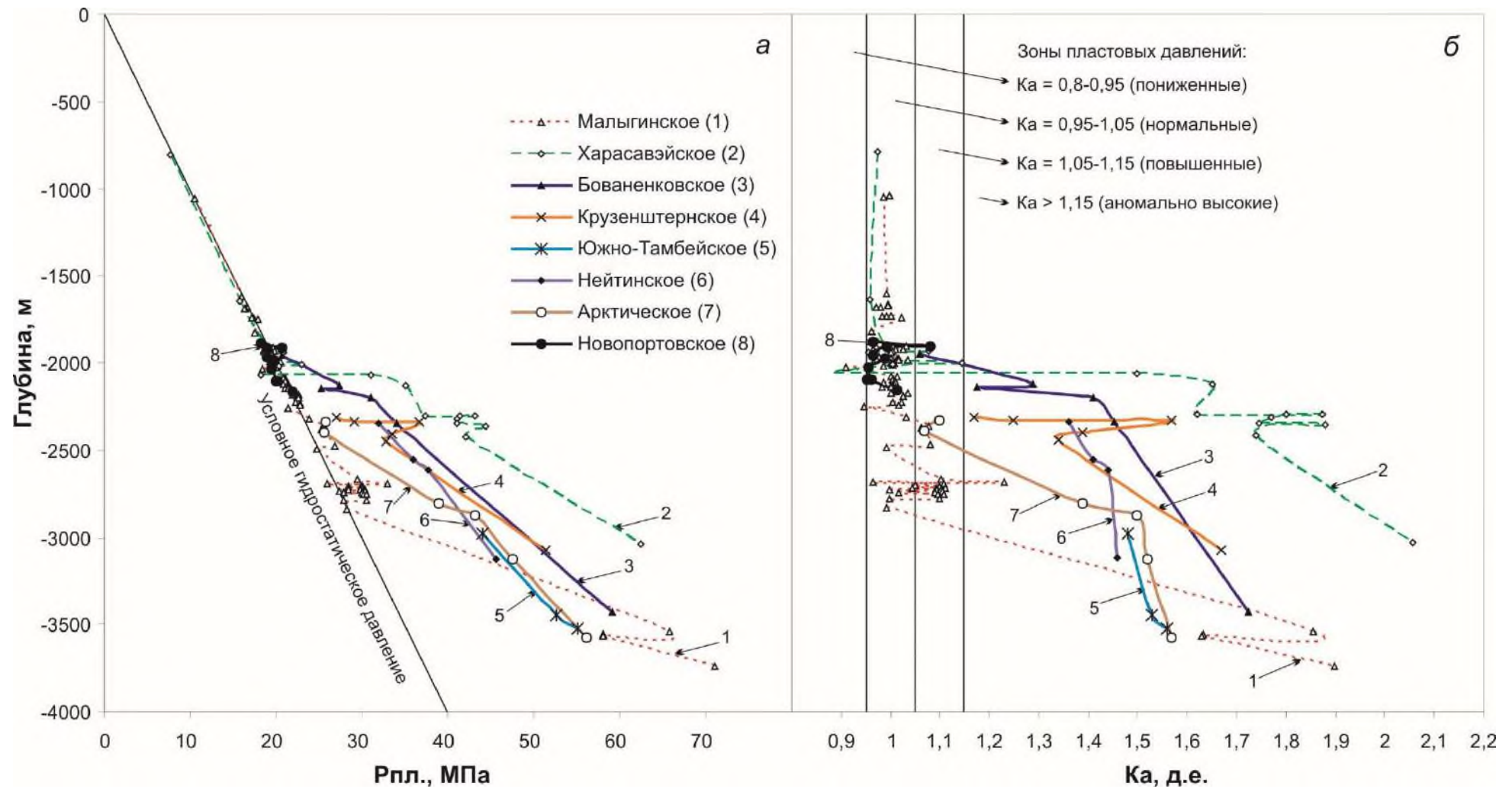


Рисунок 2.25. – Зависимость величины пластовых давлений (а) и K_a (б) от глубины залегания водоносных горизонтов в пределах нефтегазоносных отложений полуострова Ямал.

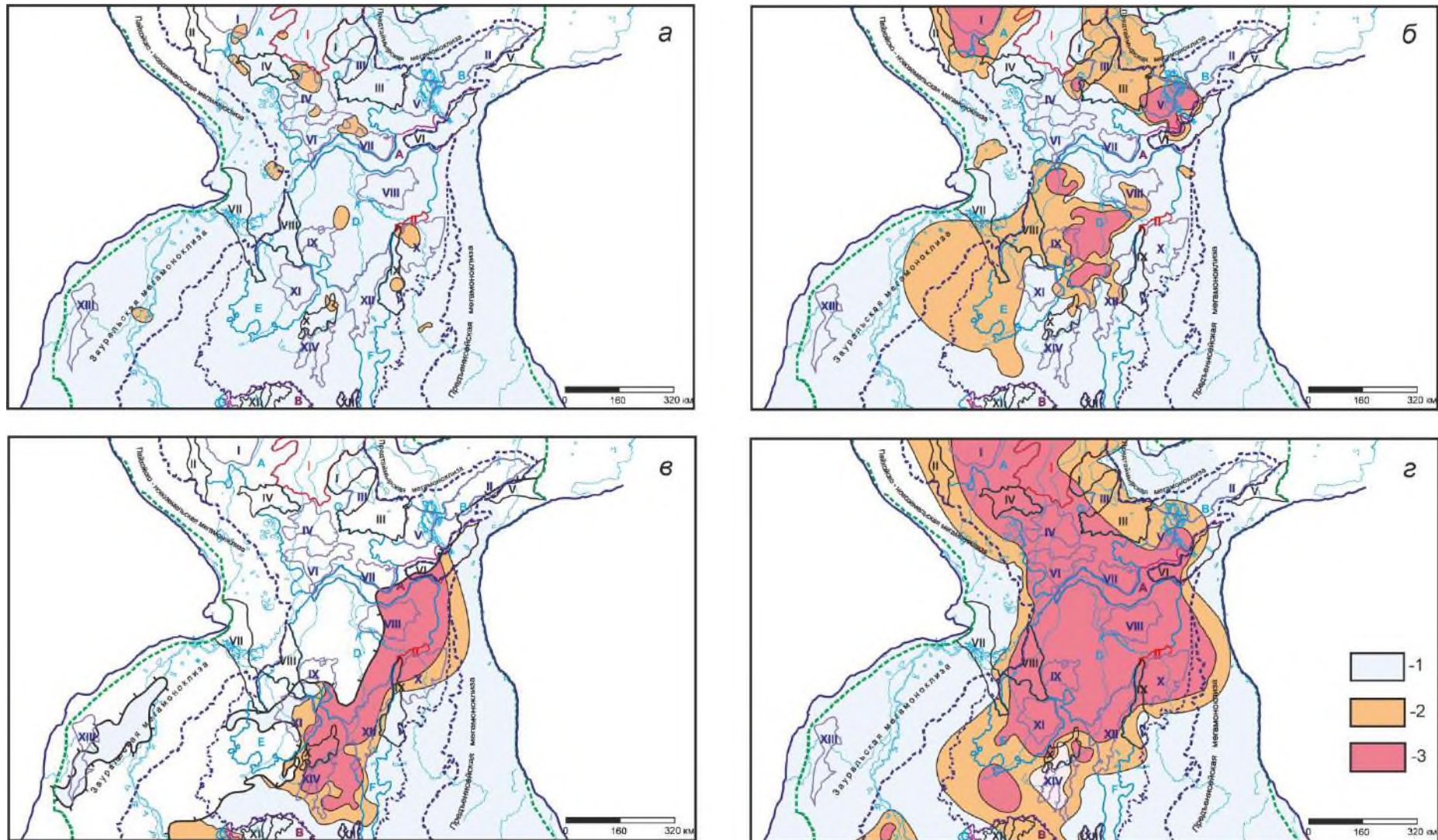


Рисунок 2.26. – Напряженность гидродинамического поля северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна в пределах: апт-альб-сеноманского (а), неомского (б), верхнеюрского (в) и ниже-среднеюрского (г) водоносных комплексов.

Зоны давлений по величине K_a (по Букаты, Зуеву, 1990): 1 – нормальных (0,95-1,05); 2 – повышенных (1,05-1,15); 3 – аномально-высоких (более 1,15); остальные условные обозначения см. рис. 2.5.

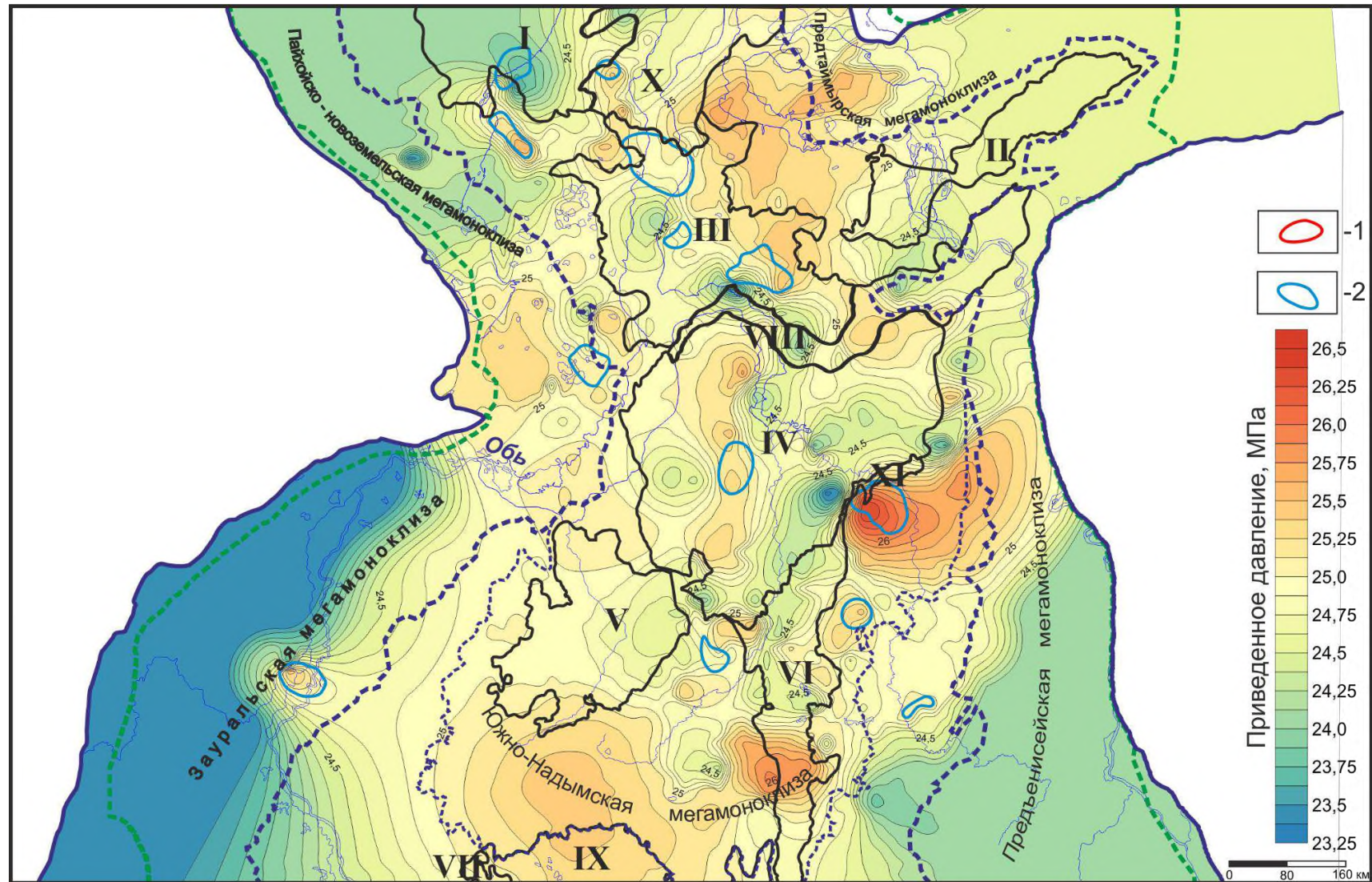


Рисунок 2.27. – Распределение давлений, приведенных к отметке –2500 м, в апт-альб-сеноманском водоносном комплексе северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Зоны аномального давления (по величине K_a , см. рис. 2.26): 2 – аномально высокое; 3 – повышенное; остальные условные обозначения см. рис. 2.5.

Максимальные градиенты снижения давлений по латерали до 0,8-1,2 МПа/км установлены на северо-востоке изучаемой территории в переходной области от Западно-Сибирского артезианского бассейна к Хатангскому, который структурно приурочен к Енисей-Хатангскому региональному прогибу. Чем же обусловлены такие колоссальные величины? Картина проявляется при детальном рассмотрении особенностей гидрогеологического строения (рис. 2.29) (Новиков, 2009б; Новиков, 2009в; Новиков, 2011; Новиков, 2013а; Новиков, 2014). На склоне Северо-Мессояхской мегамоноклинали в пределах Нижнехетской и Малохетской структур выявлены разломные зоны, где разгрузка подземных вод происходит до настоящего времени. В западном направлении происходит погружение кровли неокомских отложений с 300 до 2000 метром и более (рис. 2.29). Приведенные давления растут с 36 до 52 МПа. Здесь выявлена обширная зона с АВПД ограниченная Пайяхской, Средне-Яровской, Турковской и Танамской площадями (рис. 2.30). Самые высокие значения коэффициента аномальности отмечаются в скважинах: Турковская 1 – 2,45; Турковская 2 – 1,46; Пайяхская 1 – 1,45 и Пайяхская 2 – 1,49. С зоной АВПД граничит область повышенных давлений, которая с юго-запада и северо-востока начинает увеличиваться, уходя в северо-западные районы. Со значениями приведенных давлений менее 35-36 МПа связаны области распространения пониженных давлений в пределах Озерной, Нижне-Хетской, Мало-Хетской, Сухо-Дудинской, Точинской и Долганской площадей, что связано с влиянием выявленных здесь газовых залежей (Новиков, 2014). Эти закономерности также характеризуют основные пьезоминимумы в целом для северных районов Западной Сибири и их совпадение с контурами крупных зон нефтегазонакопления. При этом можно наблюдать также трассирование ряда зон нефтегазонакопления, например, Уренгойской с областями повышенных давлений, что может говорить о процессах вертикальной миграции в их пределах из более глубокопогруженных юрских комплексов (рис. 2.28).

Верхнеюрский водоносный комплекс, с точки зрения гидродинамики является наиболее сложным и интересным. Пластовые давления, в его пределах изменяются очень значительно и колеблются от 9,9 до 67,7 МПа. Особенностью динамики вод комплекса является наличие аномально высоких пластовых давлений с коэффициентом аномальности до 1,87 (см. рис. 2.24). Анализ напряженности гидродинамического поля показал наличие трех зон давлений (см. рис. 2.26в): нормальных, повышенных и аномально высоких. В результате, на изучаемой территории были выделены две основные зоны давлений: нормальных (восточные районы) и аномально высоких (западные и центральные районы). Между ними, с юга на север, протягивается зона повышенных давлений ($K_a = 1,05-1,15$). В восточных районах с доминированием нормальных давлений спорадически встречаются гидродинамические аномалии с повышенными давлениями

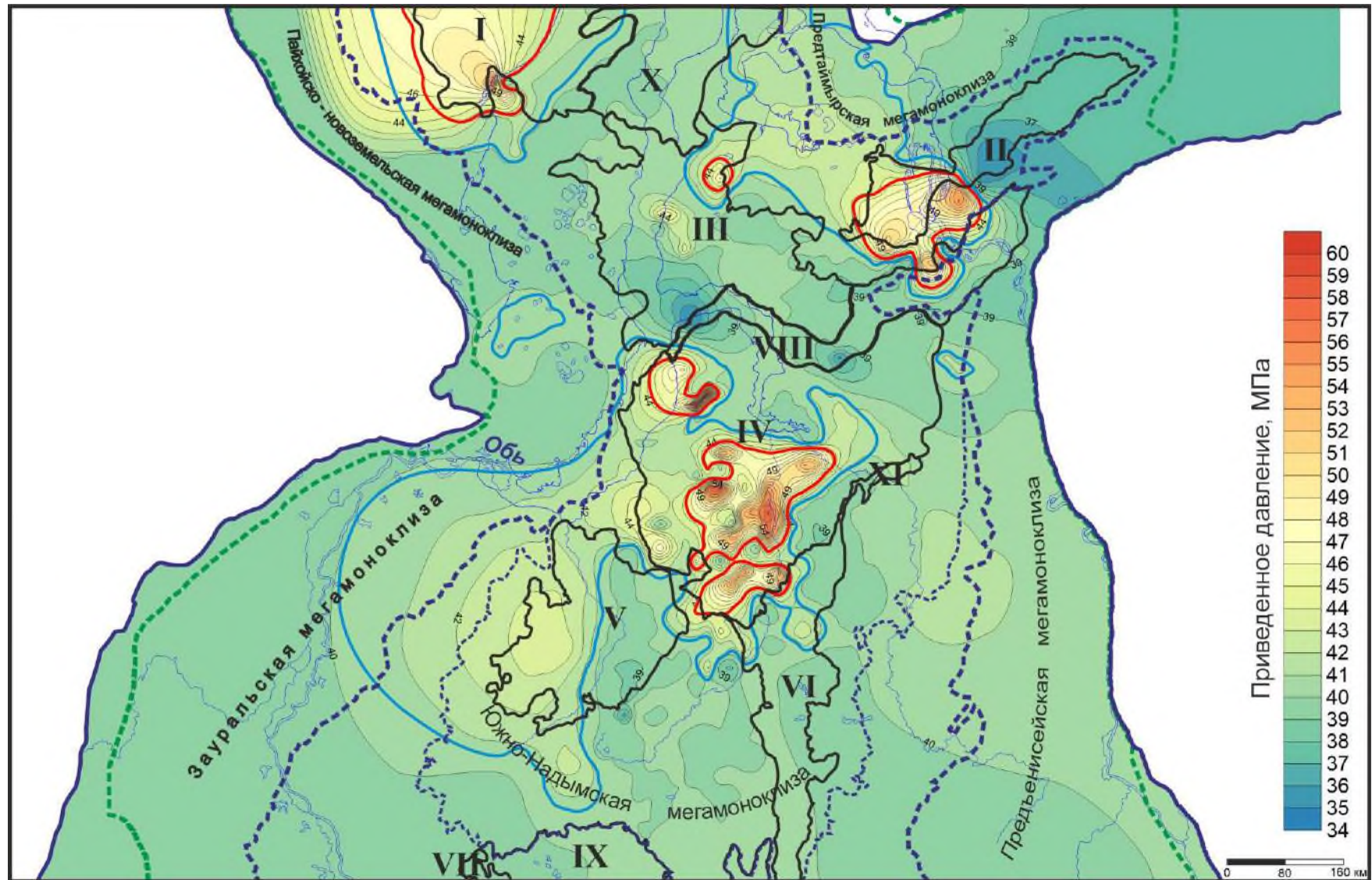


Рисунок 2.28. – Распределение давлений, приведенных к отметке –4000 м, в неокомском водоносном комплексе северных районов ЗСОБ.

Условные обозначения см. рис 2.5, 2.27.

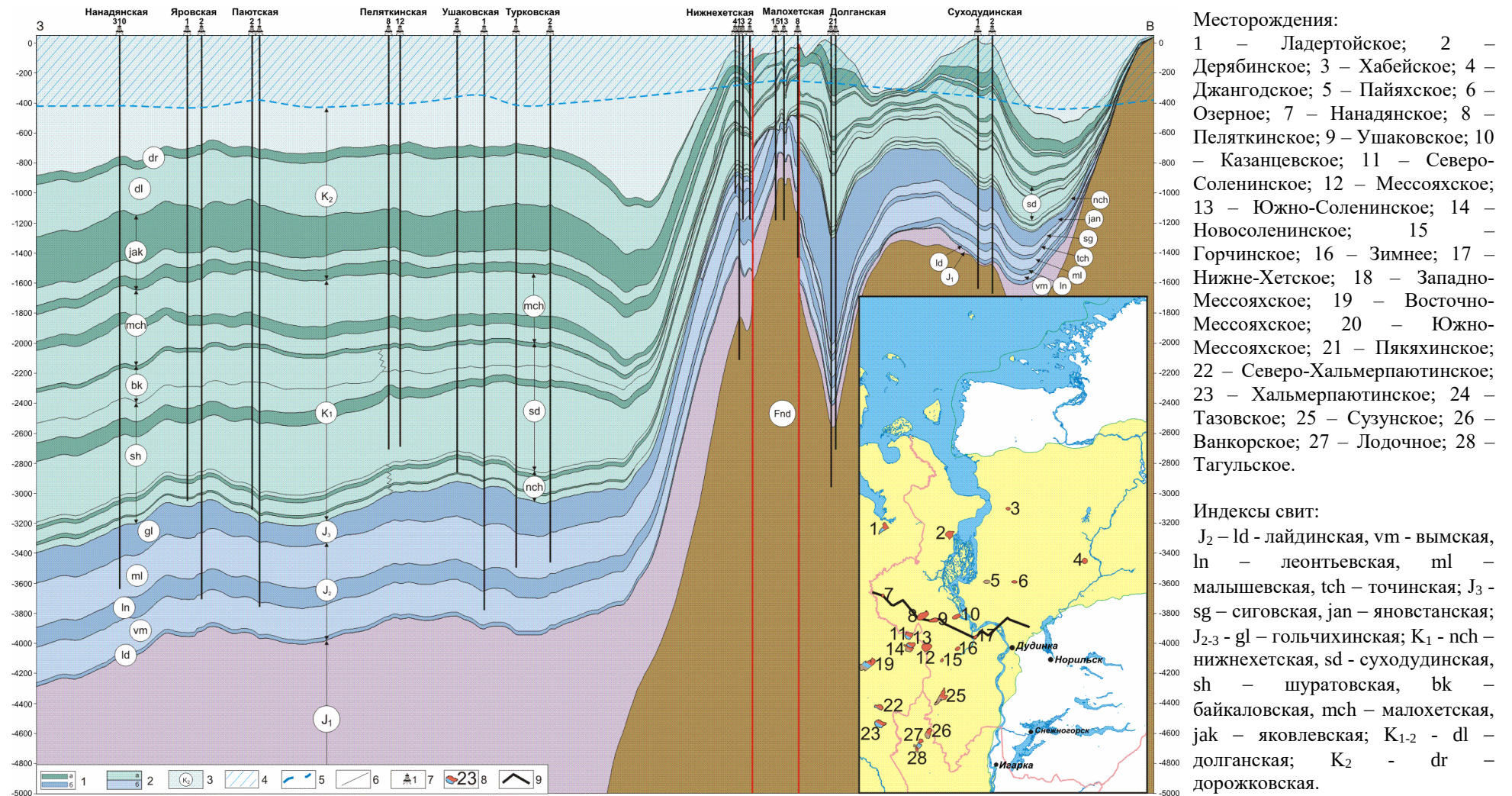


Рисунок 2.29. – Гидрогеологический разрез по линии скважин Нанадянская № 310 – Сухо-Дудинская № 2.

1 – региональные флюидоупоры, 2 – проницаемые комплексы, 3 – возраст отложений, 4 - многолетнемерзлые породы, 5 – нижняя граница распространения многолетнемерзлых пород, 6 – границы региональных флюидоупоров и проницаемых комплексов, 7 – скважина и ее номер, 8 – месторождение и его номер, 9 – линия гидрогеологического разреза.

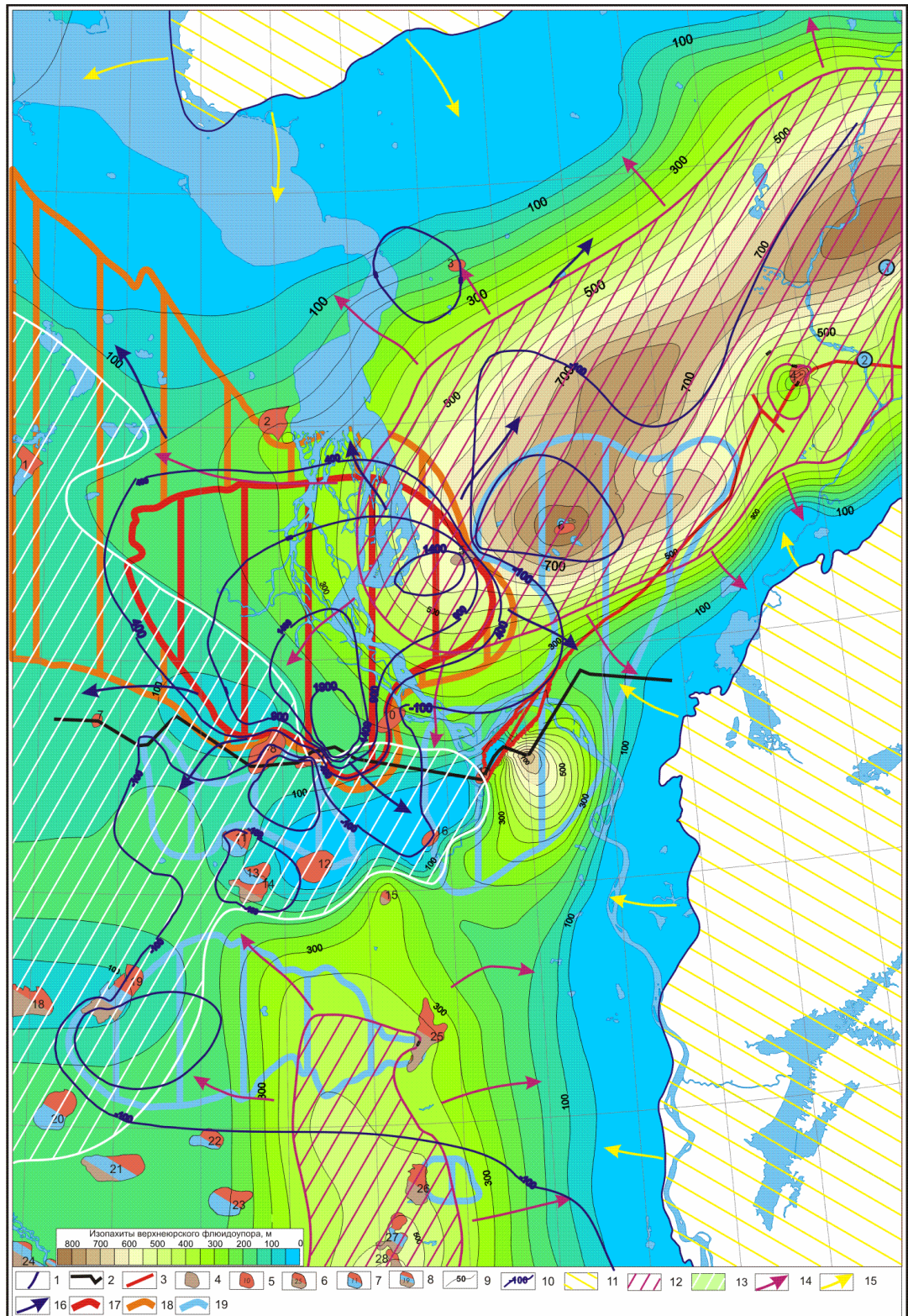


Рисунок 2.30. – Гидродинамическая карта нижней части неокомского водоносного комплекса западных районов Енисей-Хатангского регионального прогиба (нижнехетский, нижнехетско-суходудинский, нижнесуходудинский горизонты).

1 – граница распространения мезозойско-кайнозойского осадочного чехла; 2 – линия гидрогеологического разреза; 3 – тектонические нарушения, месторождения (перечень см. рис. 2.29): 4 – нефтяные, 5 – газовые, 6 – газонефтяные, 7 – газоконденсатные, 8 –

нефтегазоконденсатные; 9 – мощности верхнеюрского водоупора; 10 – гидроизопьезы нижне-неокомского комплекса; 11 – внешняя область питания; 12 – пьезомаксимумы (внутренняя область питания); 13 – пьезоминимумы (внутренняя область разгрузки); направление потока: 14 – древних элизионных вод, 15 – инфильтрационных вод, 16 – современных элизионных вод; зоны пластовых давлений (по величине K_a): 17 – аномально-высоких, 18 – повышенных, 19 – пониженных.

приуроченных к структурам Ютырмальского, Текто-Харампурского и Равнинного месторождений (Шварцев, Новиков, 1999). Наличие такой обширной зоны АВПД в центральной и западной части Надым-Тазовского междуречья (близ границы глинизации оксфордского регионального резервуара) можно объяснить элизионным типом режима в этой части исследуемого региона (Новиков, 2002; Шварцев, Новиков, 2004). В.М. Матусевичем с соавторами (1986, 1997, 1998) с запада на восток выделены водонапорные системы: элизионная литостатическая, элизионная геодинамическая (контролируемая Уренгойско-Колтогорским грабен-рифтом), инфильтрационная.

Анализ распределения приведенных давлений в пределах верхнеюрского комплекса выявил обширные зоны пьезомаксимумов, выступающие в качестве внутренних областей питания подземных вод, приуроченных к границе глинизации оксфордского регионального резервуара в западных районах Надым-Тазовского междуречья (рис. 2.31) и наиболее погруженным территориям Среднепурского наклонного мегапрогиба и Большехетской мегасинеклизы. Общий перепад приведенных давлений достигает 34,0 МПа. Рост приведенных давлений на границе глинизации проницаемых отложений говорит о надежном литологическом экране и возможности латеральной миграции флюидов с запада на восток в условиях элизионной литостатической водонапорной системы. Зоны основных пьезоминимумов также совпадают с контурами крупных зон нефтегазонакопления, например, с Харампурской в пределах Среднепурского наклонного мегажлоба и другими (Новиков, 2019).

Самый нижний, из детально изученных, *нижне-среднеюрский водоносный комплекс* характеризуется пластовыми давлениями 6,6-101,9 МПа (см. рис. 2.24). В центральных и северных районах доминирующую роль принадлежит повышенным и АВПД (см. рис. 2.26г), далее, в восточном и западном направлении к границам осадочного бассейна получает распространение зона нормальных давлений. Зона АВПД трассирует основные отрицательные надпорядковые тектонические элементы: Карскую, Антипаютинско-Тадебеяхинскую, Большехетскую мегасинеклизы и Агапско-Енисейский жлоб. Нередко K_a достигают величин 1,5 и более. Так, например, на Бованенковском месторождении в нижне-среднеюрских

резервуарах они достигают 1,54-1,77; Западно-Тамбейском – 1,79; Заполярном – 1,97-2,21; Уренгойском – 1,65-1,98 (Новиков, 2013б).

Анализ распределения приведенных давлений в пределах ниже-среднеюрского комплекса выявил обширные зоны пьезомаксимумов, которые совпадают с зонами развития АВПД. Общий перепад приведенных давлений достигает более 50 МПа, максимальные давления выявлены в пределах Карской (более 70 МПа) и Большехетской (свыше 80 МПа) мегасинеклиз (рис. 2.32). Можно отчетливо констатировать факт преобладания в водонапорной системе ниже-среднеюрского комплекса реликтов эксфильтрационного гидродинамического режима, так как многие области повышенных давлений оказываются приуроченными к крупным отрицательным тектоническим элементам. Зоны основных пьезо минимумов совпадают с контурами крупных зон нефтегазонакопления, например, с Новопортовской – на севере, Харампурской – в центральных районах и другими.

Доюрские водоносные комплексы на севере Западно-Сибирского осадочного бассейна изучены крайне слабо ввиду большой глубины их залегания. Большая часть достоверного гидродинамического материала имеется по Новопортовскому месторождению на полуострове Ямал (Новиков, 2005б) и группе месторождений в пределах Зауральской мегамоноклизы (Северо-Алясовское, Северо-, Южно-Игримские и другие) (Novikov, Sukhorukova, 2015). В изученных доюрских объектах пластовые давления варьируют от 9,1 до 90,0 МПа. Перечисленные выше месторождения характеризуются доминированием нормальных пластовых давлений с K_a варьирующем в интервале 0,95-1,14. АВПД выявлены в пределах испытанных интервалов в скважине № 1001 Медвежьего и скважине № 200 Юбилейного месторождения, где K_a достигают значений 1,47-1,71.

В завершение хотелось бы отметить, что водонапорные системы апт-альб-сеноманского, неокомского, верхнеюрского и ниже-среднеюрского комплексов в северных районах Западно-Сибирского осадочного бассейна, включающие прослеживаемые на значительной территории продуктивные пласты, являются изолированными друг от друга мощными флюидоупорами, что подтверждается полученными результатами (см. рис. 2.26-2.28, 2.31-2.32). Их изолированность нарушается лишь на локальных участках, к которым приурочены системы многочисленных разломов и тектонических нарушений либо развиты литологические окна (см. рис. 2.29). Даже в пределах одного комплекса гидродинамические условия меняются значительно, в их пределах выделяются гидродинамически изолированные блоки и участки (рис. 2.31) (Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, 2014, Новиков, 2019).

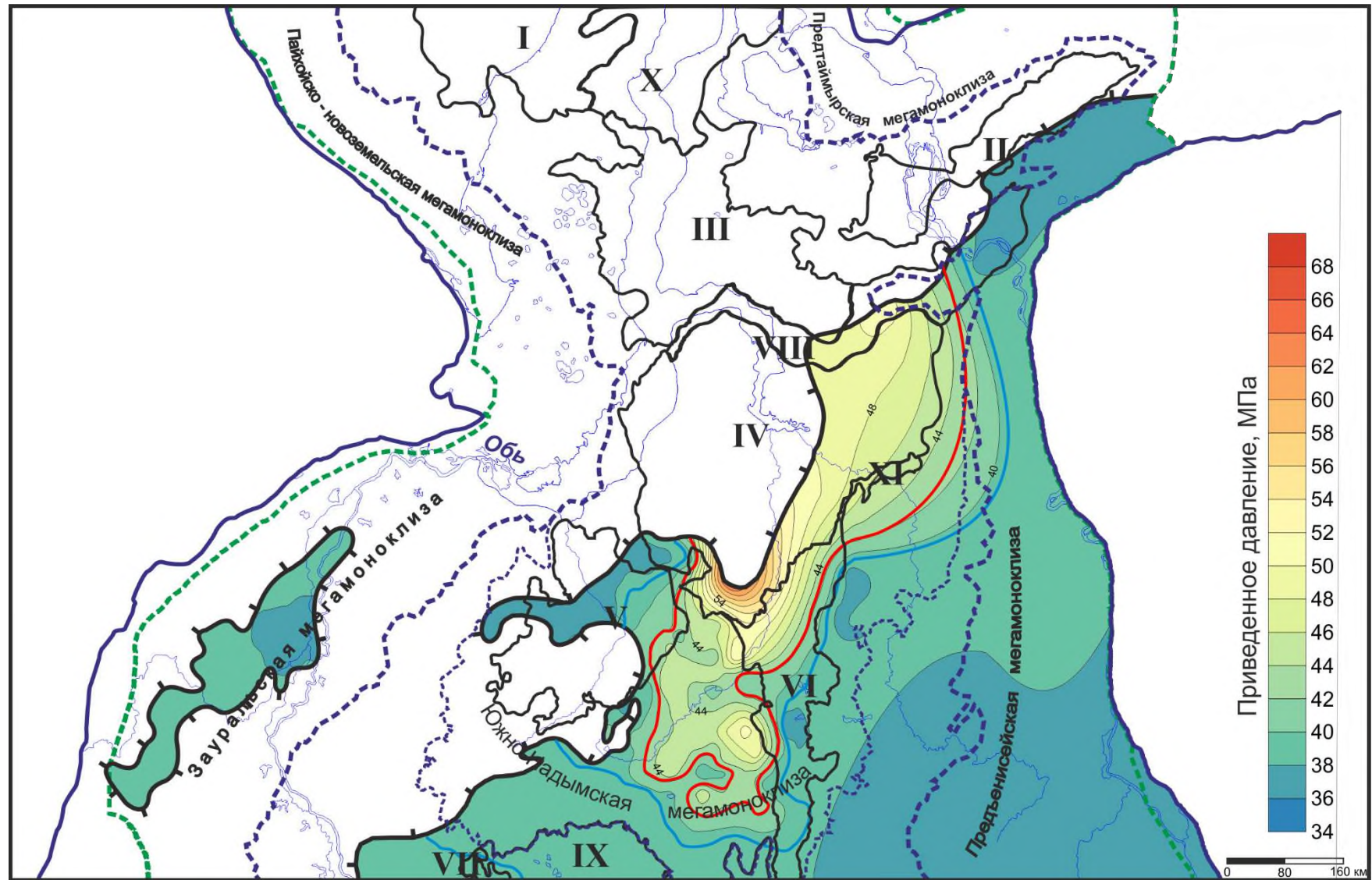


Рисунок 2.31. – Распределение давлений, приведенных к отметке –3800 м, в верхнеюрском водоносном комплексе северных районов ЗСОБ.

Условные обозначения см. рис. 2.5, 2.27.

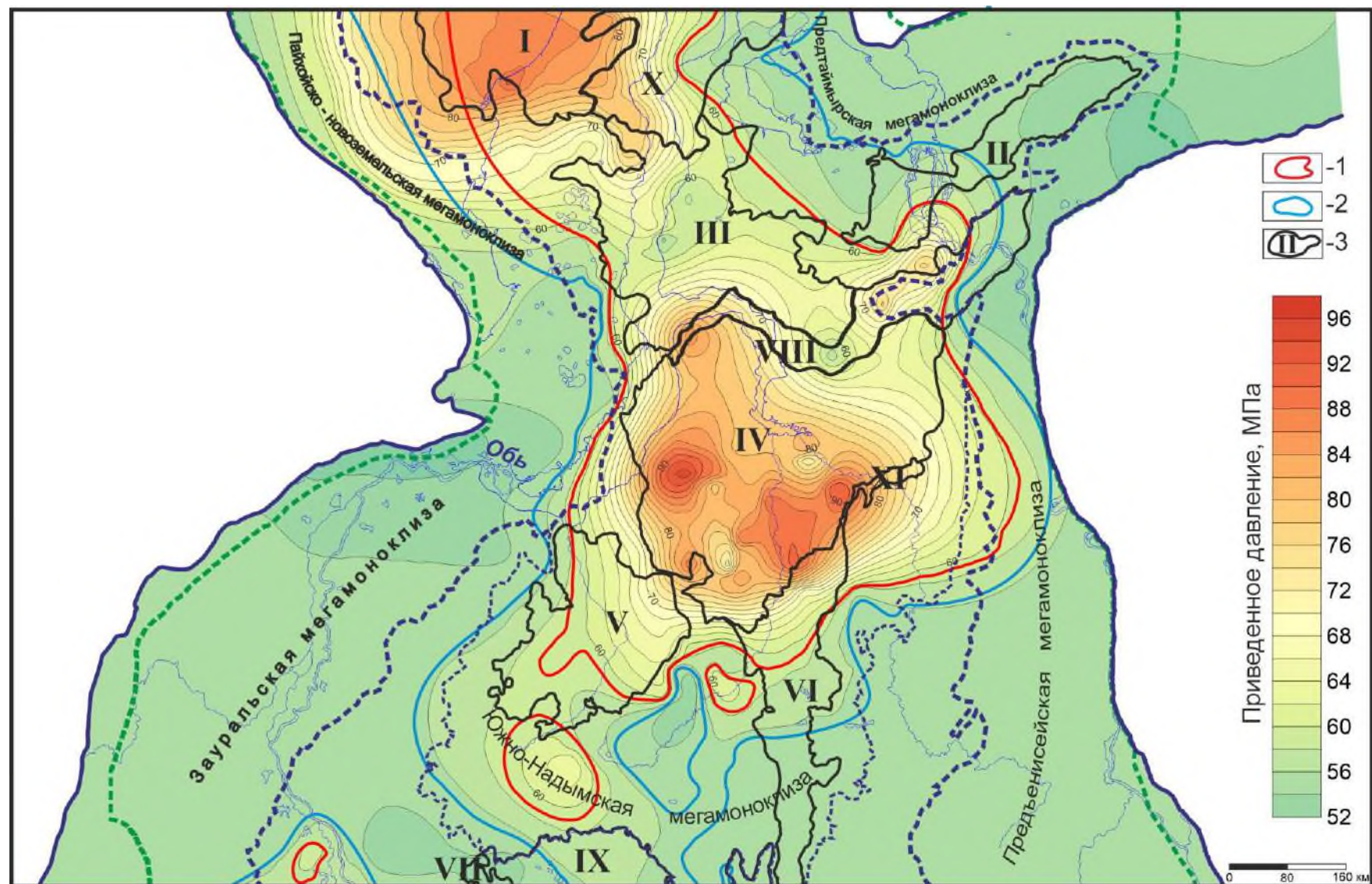


Рисунок 2.32. – Распределение давлений, приведенных к отметке –5500 м, в ниже-среднеюрском водоносном комплексе северных районов ЗСОБ. Условные обозначения см. рис. 2.5, 2.27.

Гидродинамические аномалии пониженных давлений в пределах апт-альб-сеноманского и неокомского водоносных комплексов связываются нами с наличием в их разрезе уникальных и крупных по запасам газовых и газоконденсатных залежей, особенно в сеномане. Случаи повышенных и аномально высоких давлений в их пределах трактуются в работе, как признак высокой степени гидрогеологической закрытости недр, характеризующий элизионный тип гидрогеологической системы. В настоящее время в исследуемом регионе мы имеем два типа природных водонапорных систем: элизионную во внутренних областях и инфильтрационную во внешних прибортовых.

Особенно широко зоны АВПД развиты в юрских водоносных комплексах. Они доминируют в западных и центральных районах в верхнеюрских отложениях и в северных и центральных районах ниже-среднеюрских (см. рис. 2.26в, г).

В неокомском, верхнеюрском и ниже-среднеюрском водоносных комплексах отмечается присутствие обширных зон пьезоминимумов, протягивающихся вдоль основных очагов генерации нефти и газа (Большехетская и Карская мегасинеклизы), которые соотносятся с крупнейшими зонами нефтегазонакопления (Ванкоро-Сузунская, Бованенковская, Уренгойская и другие). Большое влияние на элизионные водонапорные системы оказывает геотермический режим недр начиная с глубин около 2-2,5 км.

2.4. Геотермическая зональность

Геотермические условия недр являются одним из основных факторов, определяющих течение процессов преобразования органического вещества, газо- и нефтеобразования, формирования и сохранения залежей углеводородов (УВ), контролирующих растворимость УВ в воде, фазовые переходы в углеводородных системах и т.д. (Дьяконов, 1958; Фролов, 1968; Череменин, 1972; Курчиков, 1992).

В целом Западная Сибирь может считаться вполне изученным регионом, в плане геотермических исследований. Новые данные, как правило, приводят только к детализации и уточнению ранее сделанных выводов. Нами были решены две задачи в соответствии с целями исследования – построены карты распределения пластовых температур в кровле апт-альб-сеноманского, неокомского, верхнеюрского водоносного комплекса и в подошве юрских отложений с серией геотермических разрезов по региональным сейсмическим профилям МОГТ и карта тепловых потоков для северных и арктических районов ЗСОБ (Новиков, 2003, 2011, 2016).

Интервал изменения пластовых температур в кровле *апт-альб-сеноманского водоносного комплекса* составляет от 0 до 50 °С (рис. 2.33). Околонулевые и отрицательные температуры приурочены к прибортовым частям осадочного бассейна, и связаны с влиянием толщи

многолетнемерзлых пород. Локальные зоны пониженных пластовых температур в интервале от 5 до 25 °С приурочены к Харасавэйскому, Бованенковскому куполовидному поднятиям (кп), Северо- и Южно-Арктическим валам, осложняющим Северо-Гыданский межавыступ, Малоямальскому кп и Новопортовскому валу, осложняющим Южно-Ямальский мезовал, Русскому и Южно-Русскому валам, осложняющим Часельский наклонный мегавал. Фоновыми значениями для изучаемых отложений выступает интервал температур от 20 до 30-35 °С. Аномалии с повышенными значениями пластовых температур (более 35 °С) занимают две обширные области. Одна из них приурочена к Северо-Таймырскому наклонному мегавалу (I порядок), Южно-Карской мегавпадине (I порядок), осложняющей Карскую мегасинеклизу и Северо-Карскую моноклизу. Вторая расположена на самом юге исследуемой территории и приурочена, главным образом, к Нерутиской мегавпадине, осложняющей юго-западную часть Большехетской мегасинеклизы, и к Верхнетанловской мегавпадине, осложняющей северо-восточную часть Надымской гемисинеклизы (Новиков, 2011). Очевидно, что на локальные увеличения или уменьшения пластовых температур, в первую очередь влияет структурный фактор и характер дизъюнктивной тектоники.

На карте распределения пластовых температур в пределах кровли *неокомского комплекса* вариация пластовых температур достигает 100 °С (рис. 2.34). Интервал температур от 0 до 25 °С зафиксирован в районах, прилегающих к обрамлению Западной Сибири, и в пределах структуры II-ого порядка – Рассохинском мезовыступе. В этом стратиграфическом уровне пластовые температуры изменяются преимущественно в интервале 30-75 °С. Установлен ряд тектонических элементов, где выявлены пониженные пластовые температуры до 40 °С: Русский и Южно-Русский валы, осложняющие Часельский наклонный мегавал, Ярудейский межавыступ, Новопортовский вал, осложняющий Южно-Ямальский мезовал, и Среднемессояхский мезовал. Область высоких значений пластовых температур – более 75 °С – практически совпадает с этой же зоной на карте, построенной по кровле апт-альб-сеноманского комплекса. Помимо Северо-Таймырского наклонного мегавала, Карской мегасинеклизы и Северо-Карской моноклизы, в эту область также входит Бованенковско-Нурминский наклонный мегавал (Новиков, 2011).

Карта распределения пластовых температур в кровле *верхнеюрского комплекса* имеет много общего с вышезалегающим стратиграфическим уровнем (рис. 2.35). Максимальные температуры в изучаемом интервале достигают 140 °С. Температуры близкие к нулевым значениям также приурочены к прибортовым районам осадочного бассейна. Заметно понижение температуры на Рассохинском мезовыступе. Для верхнеюрского комплекса характерен интервал пластовых температур 40-100 °С. С одной стороны, менее выраженным становится Русский и Южно-Русский валы, в их пределах значения пластовых температур составляют 80-90 °С, с другой – более выраженным стал Ярудейский межавыступ, со значениями более 55 °С (около г.

Надым) и снижением до 0 °С (прибортовые районы). Что касается повышенных значений пластовых температур, то обширная зона по-прежнему приурочена к Карской мегасинеклизе, но аномалия максимальных температур до 140 °С выявлена в Глубоком прогибе Южно-Карской мегавпадины. В целом большая часть изучаемого региона характеризуется небольшой вариацией пластовых температур, которые составляют 90-110 °С (Новиков, 2011).

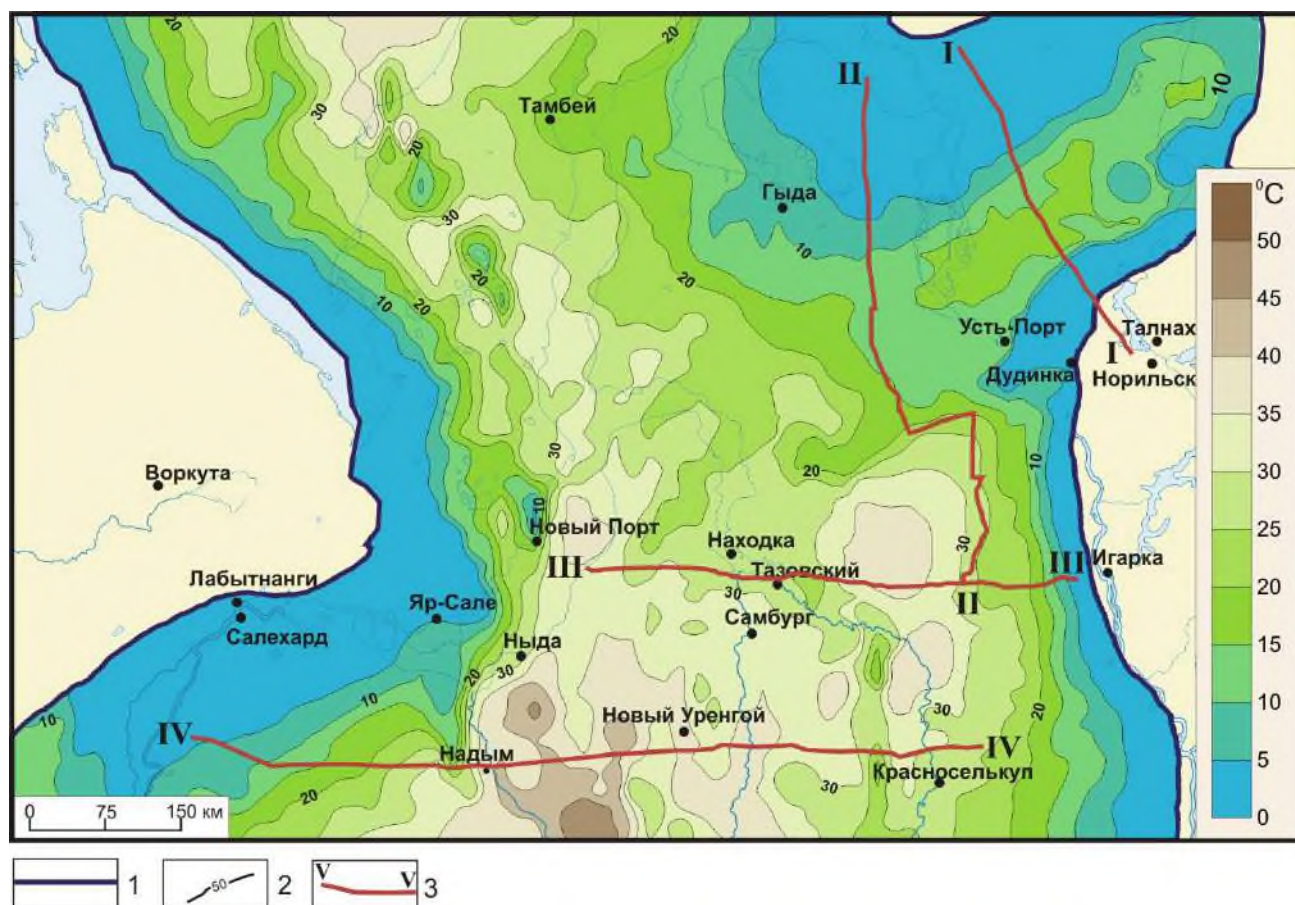


Рисунок 2.33. – Карта пластовых температур в кровле апт-альб-сеноманского водоносного комплекса северных районов ЗСОБ.

1 – граница ЗС НГП, 2 – изотермы, °С, 3 – линии геотермических разрезов.

Карта распределения пластовых температур в подошве юрских отложений во многом является результатом прогноза. Для этого стратиграфического уровня максимальные температуры достигают до 200 °С (рис. 2.36). Температурный максимум приурочен к той же зоне, что и в кровле верхнеюрского комплекса (Глубокий прогиб Южно-Карской мегавпадины). Несмотря на это, Карская мегасинеклиза по-прежнему характеризуется повышенными значениями температур – более 130 °С. Для этого стратиграфического уровня выявлена еще одна геотермическая аномалия с пластовыми температурами от 155 до 170 °С, связанная с Беловской мезовпадиной, осложняющей Енисейскую мегавпадину, Чугорной мезовпадиной (Яптиксалинская мегавпадина), и Внутренней мезовпадиной Агапского прогиба. Эти три структуры I-ого порядка осложняют Антипаютинско-Тадебеяхинскую мегасинеклизу.

Зауральская мегамоноклиза характеризуются относительно невысокими значениями пластовых температур с максимальными значениями около 100 °С (Новиков, 2011).

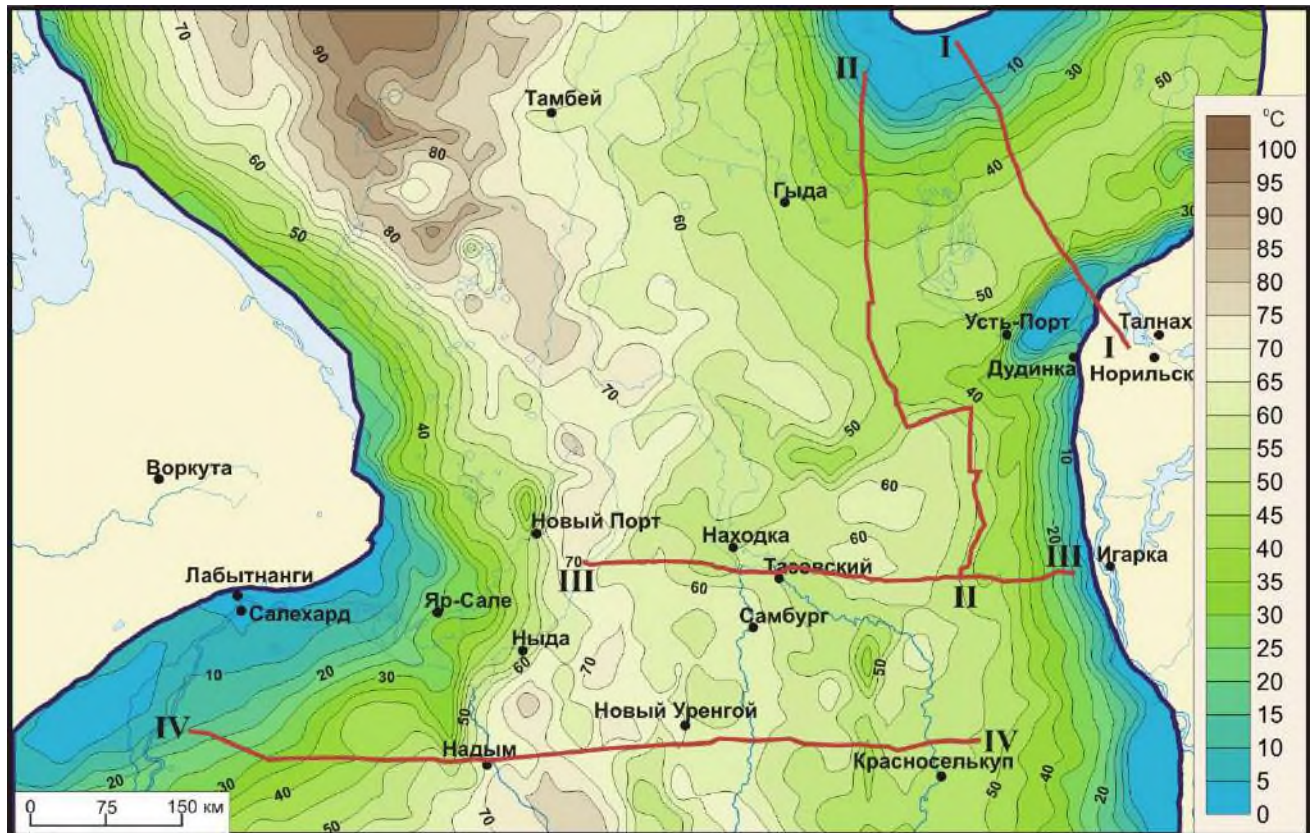


Рисунок 2.34. – Карта пластовых температур в кровле неокомского водоносного комплекса северных районов ЗСОБ. Условные обозначения см. рис. 2.33.

Детальный анализ имеющихся геотермических материалов по более чем 200 месторождениям нефти и газа в пределах северных районов Западной Сибири позволил выявить сложную структуру геотермического поля с глубиной (рис. 2.37-2.38). Во многом распределение пластовых температур контролируется структурным фактором. Было выявлено несколько типов вертикальной геотермической зональности, которые характеризуют зоны: пониженных, фоновых и повышенных геотермических градиентов (рис. 2.39). Первый характеризуется интервалом геотермических градиентов 2,0-3,0 °С/100 м. Фоновые значения геотермических градиентов для изучаемой зоны Западной Сибири колеблются от 3,0 до 3,5 °С/100 м. Третий тип геотермического разреза характеризуются геотермическими градиентами более 3,5 °С/100 м. Так, на полуострове Гыдан установлены фоновые величины геотермических градиентов (от 3,1 до 3,4 °С/100 м). Исключением являются Восточно-Мессояхское (Новиков, 2019) и Салмановское месторождения, со средними геотермическими градиентами 2,6 и 2,9 °С/100 м соответственно, которые отнесены к локальным зонам пониженных градиентов. В пределах Надым-Пурского междуречья расположены ряд уникальных месторождений Западной Сибири – Ямбургское и

Уренгойское, которые могут быть выделены в самостоятельные геотермические районы (Новиков, 2011, 2016).

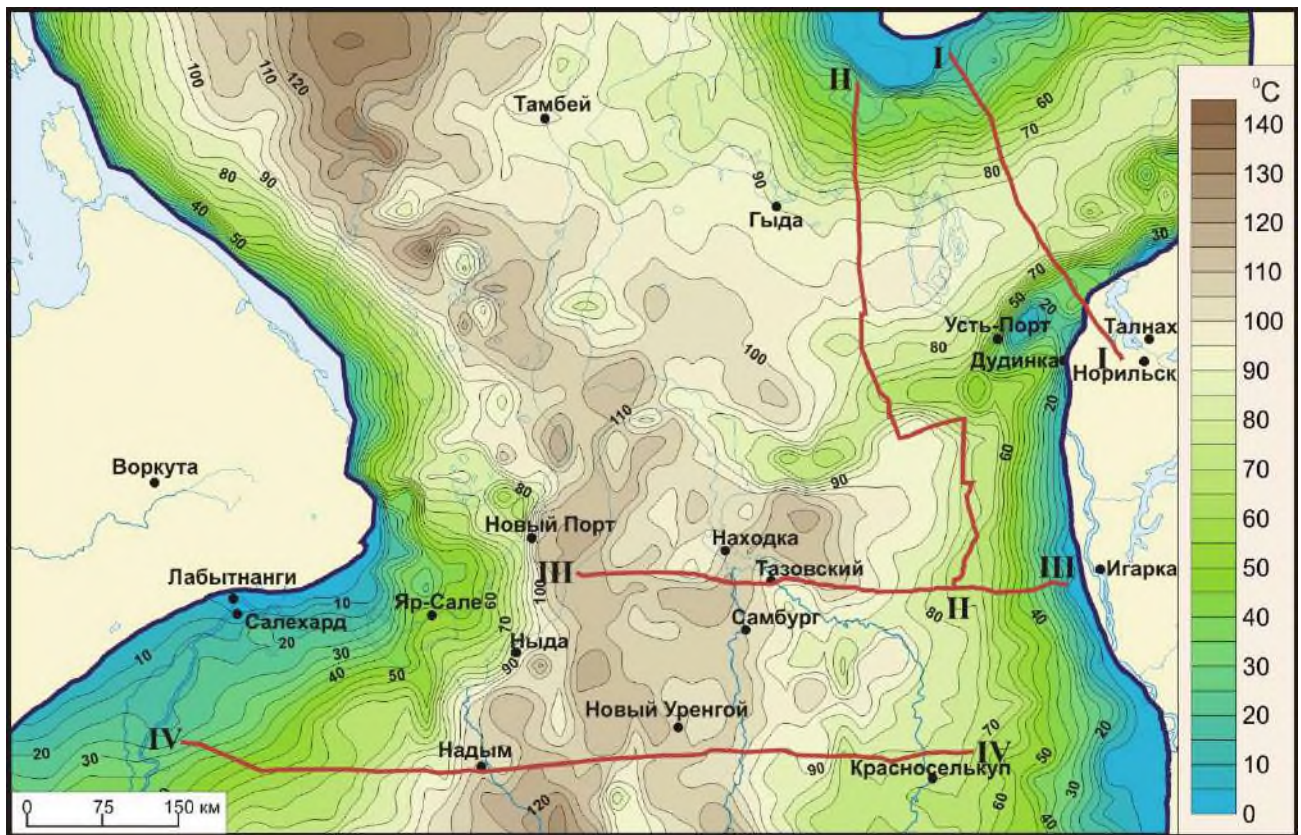


Рисунок 2.35. – Карта пластовых температур в кровле верхнеюрского водоносного комплекса северных районов ЗСОБ. Условные обозначения см. рис. 2.33.

Максимальные значения средних геотермических градиентов установлены на Ямсовейском месторождении ($3,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$), а минимальные – на Комсомольском ($2,55\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$). В локальную зону пониженных геотермических градиентов входит Ямбургское ($2,8\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) месторождение. Месторождения, расположенные в пределах западной части Пур-Тазовского междуречья, в равной доле расположены в локальных областях пониженных и фоновых значений геотермических градиентов. Вариации среднего геотермического градиента для данной территории составляют от $2,5$ до $3,4\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. В аномалии пониженных геотермических градиентов входят Береговое ($2,8$), Заполярное ($2,9$), Русское и Южно-Русское ($2,9$ и $2,8\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, соответственно), Южно-Хадыряхинское ($2,5$) месторождения. Для полуострова Ямал характерна наиболее сложная картина в распределении пластовых температур с глубиной. Наряду с районами с пониженными значениями геотермического градиента выявлены зоны положительных геотермических аномалий. К последним следует отнести Тасийское, Ростовцевское, Бованенковское, Крузенштернское и Харасавэйское месторождения со средними геотермическим градиентами $3,5\text{--}3,9\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. К аномалии пониженных значений относится Западно-Сеяхинское месторождение ($2,9\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) (Новиков, 2011, 2016).

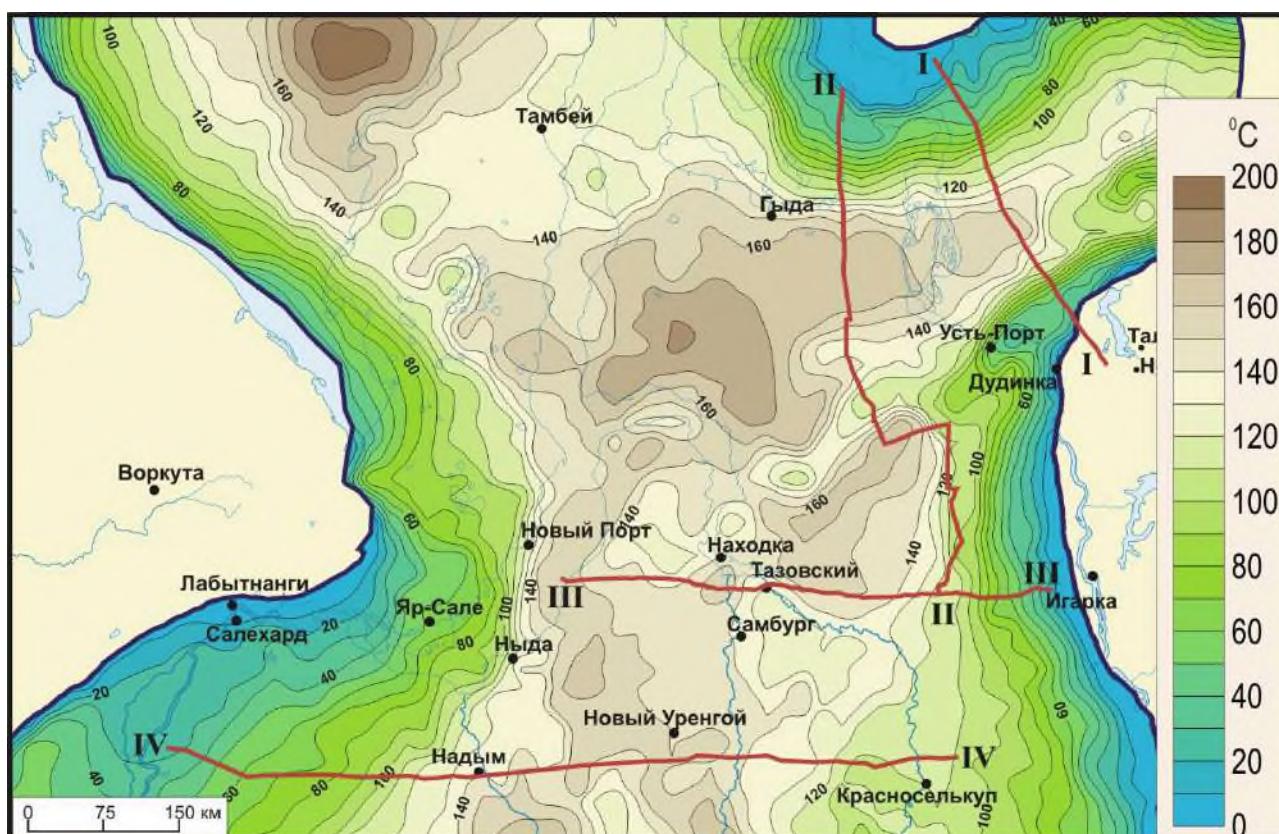


Рисунок 2.36. – Карта пластовых температур в подошве юрских отложений северных районов ЗСОБ. Условные обозначения см. рис. 2.33.

Таким образом, полуостров Гыдан характеризуется развитием фоновых значений геотермического градиента. На территориях Надым-Пур-Тазовского междуречья в равной степени развиты, как зоны с фоновыми значениями (от 3,0 до 3,5 °C/100 м), так и области с пониженными значениями. В свою очередь, полуостров Ямал следует характеризовать как зону развития преимущественно фоновых геотермических градиентов, осложненную локальными аномалиями с повышенными значениями градиентов.

Прежде чем перейти к характеристике глубинного теплового потока необходимо отметить, что вывод ряда исследователей, согласно которому одно достоверное определение теплового потока надежно характеризует тепловое состояние литосферы на значительной территории, верен лишь отчасти. Для регионов, имеющих древний возраст консолидации фундамента, действительно характерны слабые изменения параметра. Но в областях герцинского возраста (и, вероятно, более молодых) практически повсеместна значительная латеральная неоднородность в распределении параметра (Курчиков, 1992). Имеющихся данных достаточно как для характеристики региональных закономерностей изменения глубинного теплового потока, так и для описания локальных неоднородностей параметра по большинству районов Западной Сибири. Очевидно, что для решения первой задачи достаточно использовать средние

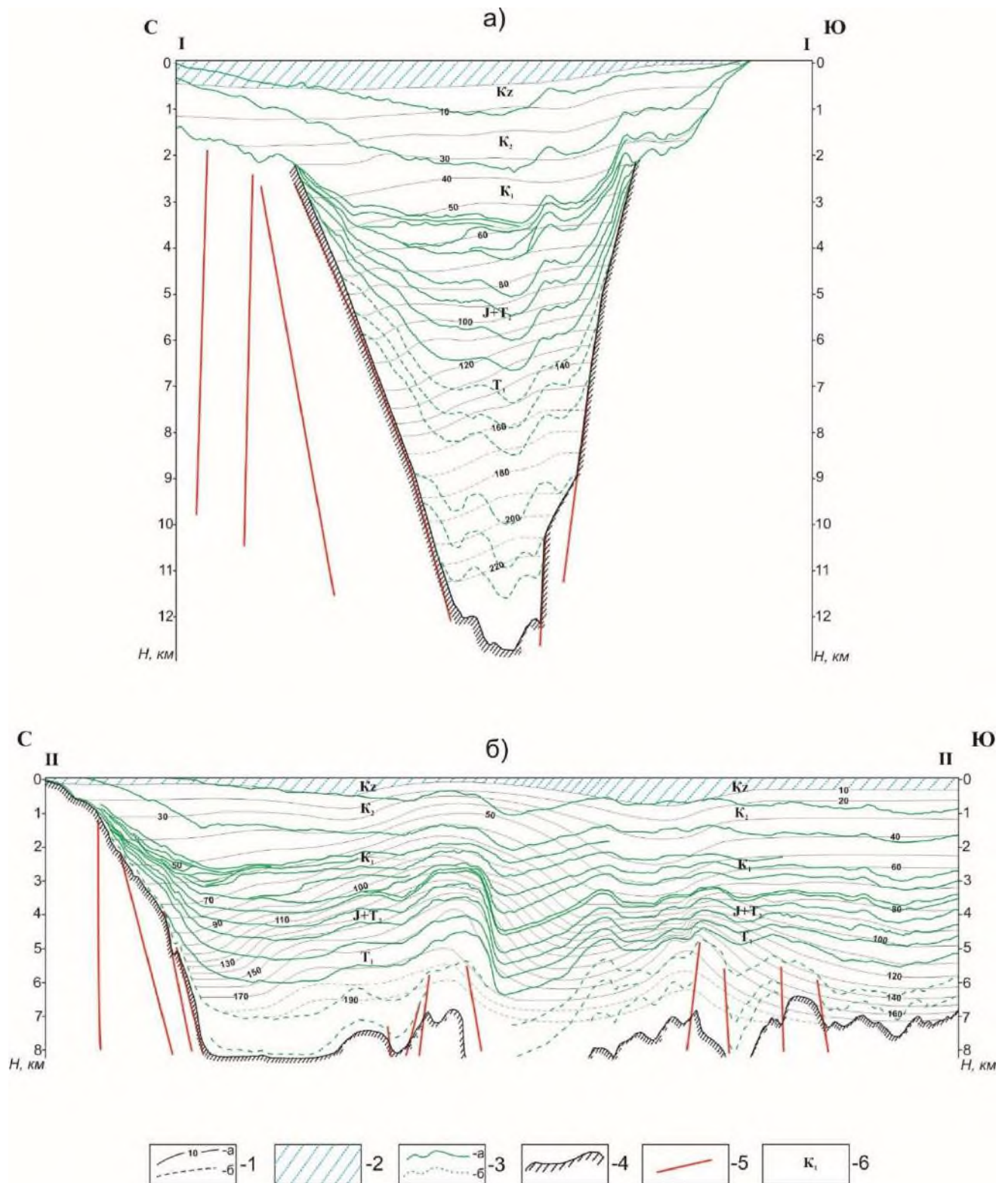


Рисунок 2.37. – Геотермические разрезы I-I (а), II-II (б) по линиям региональных сейсмических профилей МОГТ № М 30 и № М 25.

1 – изотермы, °С: а) достоверные, б) предполагаемые, 2 – зона многолетнемерзлых пород, 3 – стратиграфические границы: а) достоверные, б) предполагаемые, 4 – фундамент, 5 – основные дизъюнктивные нарушения, 6 – возраст отложений.

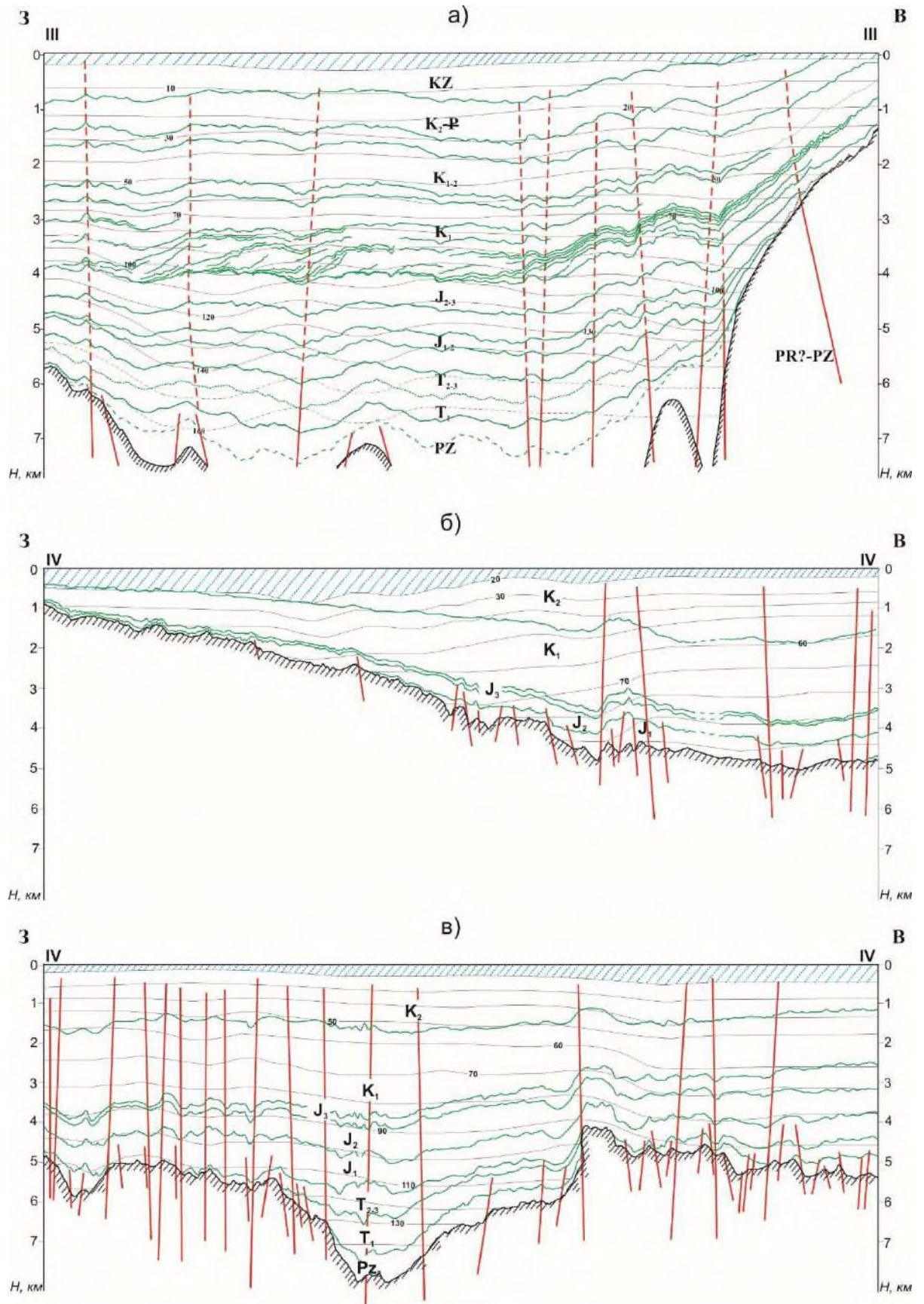


Рисунок 2.38. – Геотермические разрезы III-III (а), IV-IV (б-в) по линиям региональных сейсмических профилей МОГТ № 46 и № 25. Условные обозначения см. рис. 2.37.

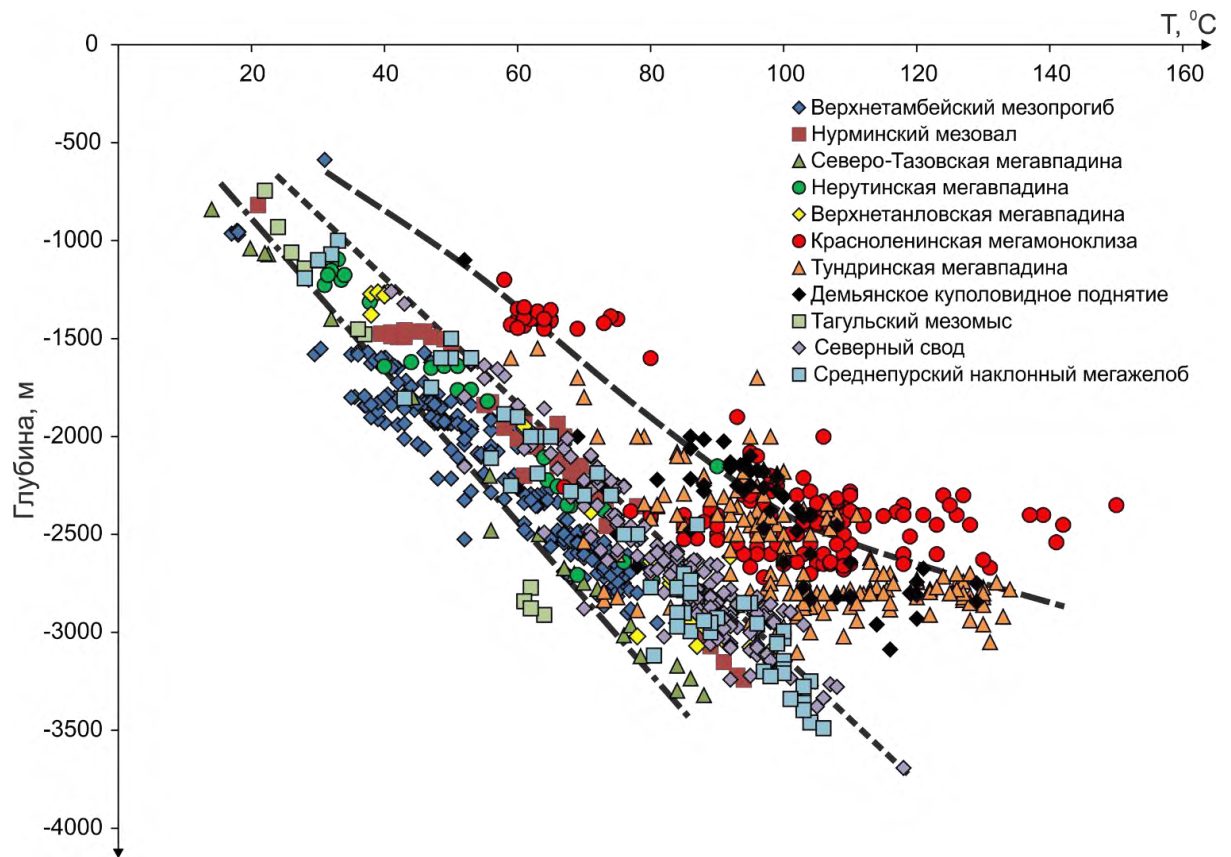


Рисунок 2.39. – Изменение пластовых температур с глубиной в пределах ряда структур северных районов ЗСОБ.

по отдельным структурам значения глубинного теплового потока, а для решений второй – все имеющиеся определения по отдельным скважинам.

Остановимся на описании регионального поля глубинных тепловых потоков (рис. 2.40). Необходимо отметить, что основные закономерности изменений глубинного теплового потока, установленные ранее (Конторович, Нестеров, Салманов и др., 1975; Курчиков, Ставицкий, 1987; Курчиков, 1992 и другие) по менее чем 300 пунктам, подтвердились и при наличии более обширного банка данных. В настоящее время можно говорить о существенной детализации представлений о структуре теплового поля Западной Сибири, которая для ряда областей имеет принципиальный характер.

Общие пределы изменения глубинного теплового потока достаточно велики: от 40 и менее до 60 мВт/м² и более. Имеются несколько областей повышенных значений теплового потока со значениями параметра более 56 мВт/м². Первая из них, самая северная, приурочена к большей части Северо-Гыданского мегавыступа и к самой южной части Пайхойско-Новоземельской мегамоноклизы, в частности, область Каменномысской впадины (структура III-его порядка, значения теплового потока достигают 62 мВт/м²), Южно-Ямального мезовала (структура II-ого порядка, 66 мВт/м²). Вторая область повышенных значений связана с Правонадымской впадиной (параметр теплового потока достигает 62 мВт/м²), осложняющей северную часть Надымской

гемисинеклизы. Третью область занимает, главным образом, северная часть Зауральской мегамоноклизы (до 62 мВт/м^2), но в самой юго-западной части исследуемой территории значения теплового потока достигают 74 мВт/м^2 , это район Висимского наклонного мегапрогиба.

Ранее неоднократно указывалось, что в западной части региона в пределах Уральской складчатой системы имеет место достаточно однородный глубинный тепловой поток, характеризующийся высокими значениями (Курчиков, Ставицкий, 1986; Курчиков, Ставицкий, 1987, Курчиков, 1992), что проявляется в существующих положительных геотермических аномалиях (см. рис. 2.39).

На исследуемой территории выявлены районы относительно низких значений теплового потока (менее 44 мВт/м^2). Первый из них расположен между двумя положительными аномалиями, это северная часть Красноленинской мегамоноклизы. Второй – область нескольких разнопорядковых тектонических структур с минимальными значениями теплового потока до 40 мВт/м^2 : часть Антипаютинско-Тадебеяхинской мегасинеклизы, юго-западная часть Северо-Гыданского межавыступа, и Пэкседское куполовидное поднятие. Третья область – самая обширная и занимает восточную часть территории, в нее входят Предаймырская мегамоноклиза, северная часть Предьенисейской мегамоноклизы, Припайхойский и Тундровый межавыступы со всеми осложняющими их структурами.

Наименее полно обеспечены геологической и геотермической информацией районы, расположенные севернее полярного круга. Так, достаточно четко выявляется закономерность возрастания величин теплового потока с северо-восточной оконечности Ямальского полуострова (где значения составляют $40\text{--}45 \text{ мВт/м}^2$) в юго-западном направлении в сторону Нурминского межавала, где он достигает значений $60\text{--}65 \text{ мВт/м}^2$ – одна из положительных геотермических аномалий. Можно предположить, что зона Нурминского межавала является в целом более прогретой, чем остальные участки рассматриваемой территории. Большая часть определений глубинного теплового потока сосредоточена на нескольких площадях: Бованенковской (скв. 31), Северо-Бованенковской (скв. 20), Новопортовской (скв. 82), Арктической (скв. 13), Харасавейской (скв. 20), Северо- и Южно-Тамбейской (скв. 29). Общий интервал изменения глубинного теплового потока здесь составляет более 20 мВт/м^2 .

Для полуострова Гыдан характерны низкие значения глубинного теплового потока. При этом по территории параметры теплового поля распределены равномерно. Тепловой поток не превышает 50 мВт/м^2 . Для сопредельных районов Енисей-Хатангского регионального прогиба, примыкающего с востока к исследуемому району, характерны пониженные значения теплового потока (менее 46 мВт/м^2). В пределах Надым-Пурского междуречья колебания значений теплового потока составляют от 46 до 54 мВт/м^2 , присутствуют зоны с относительно высокими глубинными тепловыми потоками (более 54 мВт/м^2). Пур-Тазовское междуречье

характеризуется достаточно однородным глубинным тепловым потоком, на большей части территории значения находятся в пределах 44-52 мВт/м². Уменьшение теплового поля наблюдается в восточном и северо-восточном направлении к структурам Сибирской платформы и Енисей-Хатангского регионального прогиба (Новиков, 2013; Кох, Новиков, 2014; (Новиков, 2019).

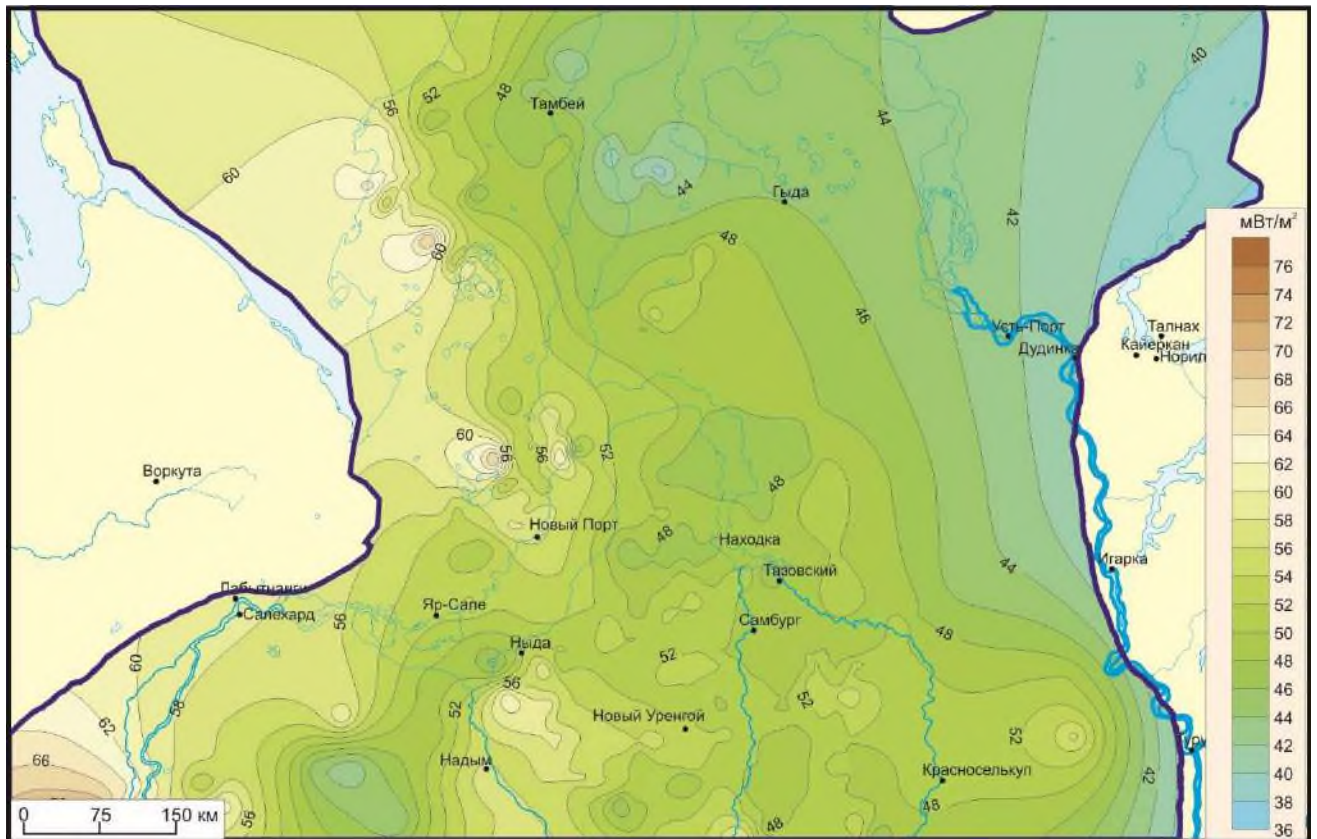


Рисунок 2.40. – Карта глубинных тепловых потоков (мВт/м²) северных районов ЗСОБ. (по Каталог..., 1985; А.Р. Курчиков, Б.П. Ставицком, 1987; А.Р. Курчиков, 1992; с изменениями).

Таким образом, структура геотермического поля северных районов ЗСОБ была сформирована под воздействием большого числа факторов и имеет дифференцированное строение сложной конфигурации, являющееся следствием насыщенной событиями геологической истории. В целом наблюдается закономерный рост пластовых температур по мере движения из прибортовых районов мегабассейна к внутренним и с погружением нефтегазоносных отложений. Особенности геотермического поля и вариация геотермических параметров в пределах изученных структур контролируется в основном: 1) структурным планом, 2) характером дизъюнктивной тектоники и 3) конвективным теплопереносом за счет отепляющего воздействия пластовых вод при межпластовых перетоках из более глубоких горизонтов.

ГЛАВА 3. ГЕОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

3.1. Ионно-солевой состав

Первые сведения по гидрогеохимии нефтегазоносных отложений северных районов Западной Сибири появились с началом нефтепоисковых работ в Усть-Енисейском районе в 1936 году и связаны в последствии с именами В.М. Пономарева, Н.И. Обидина, П.Д. Сиденко, А.В. Щербакова, О.В. Равдоникас, Г.Д. Гинсбурга, Г.А. Ивановой, М.Х. Сапир, Е.Г. Бро, Ю.В. Федорова и других. Гидрогеохимические исследования изучаемого региона прошлых лет носят очень обобщенный характер, при построении карт гидрогеохимической зональности ЗСОБ никаких особенностей и деталей для северных районов не отмечалось (Гидрогеология..., 1985). Выше отмечалось крупное обобщение гидрогеохимической информации по бассейну проведенное в 2004 году, в котором были составлены мелкомасштабные карты минерализации подземных вод, содержания гидрокарбонат – иона, кальция, йода и брома (Гидрогеохимическая..., 2004). Позднее, этим же авторским коллективом в ряде работ были рассмотрены особенности вертикальной и латеральной гидрогеохимической зональности, вариации основных параметров химического состава подземных вод внутренней области Западно-Сибирского бассейна, а также выделены три субпровинции с характерными типами подземных вод: северная, включающая территорию полуострова Ямал и Гыдан с прилегающими районами, восточная и западная, делящие остальную территорию (Ставицкий и др., 2006; Курчиков, Плавник, 2009; Плавник и др., 2009; Курчиков и др., 2015).

В рамках настоящей работы, на базе комплексной интерпретации всех имеющихся гидрогеологических материалов, с использованием пакета программ SURFER, Grid Master были составлены карты общей минерализации подземных вод и гидрогеохимического районирования основных водоносных комплексов северных районов Западно-Сибирского и граничных районов Енисей-Хатангского осадочных бассейнов. Помимо создания электронных баз данных гидрогеохимической информации по изучаемому району и прилегающим территориям была проведена необходимая разбраковка фактического материала на основе экспертной оценки и методов математической статистики, установлены характеристики регионального и зонального гидрогеохимического фона, а также аномалий, проведен расчет химических и генетических коэффициентов и др. (Справочное..., 1959; Шарапов, 1965; Кругликов и др., 1985; Родионов, 1987; Кноринг, Деч, 1989; Верховская, Сорокина, 1991). Под гидрогеохимическим полем мы понимаем такую разновидность геологических полей, где в качестве признаков рассматриваются показатели ионно-солевого, микрокомпонентного, газового и органического состава подземных вод исследуемого объекта. Под гидрогеохимическим фоном понимается средняя из наиболее часто встречающихся концентраций того или иного параметра подземных вод, а в качестве

гидрогеохимической аномалии выступает концентрация, значительно превышающая фоновую и имеющая ореольный характер. Гидрогеохимический фон и аномалии также зависят от масштабов исследований и делятся на региональные, зональные и локальные.

В пределах изученных геологических структур выявлены подземные воды разного химического состава. Доминируют воды (по С.А. Щукареву) хлоридного натриевого, хлоридно-гидрокарбонатного натриевого и гидрокарбонатно-хлоридного натриевого типов (рис. 3.1).

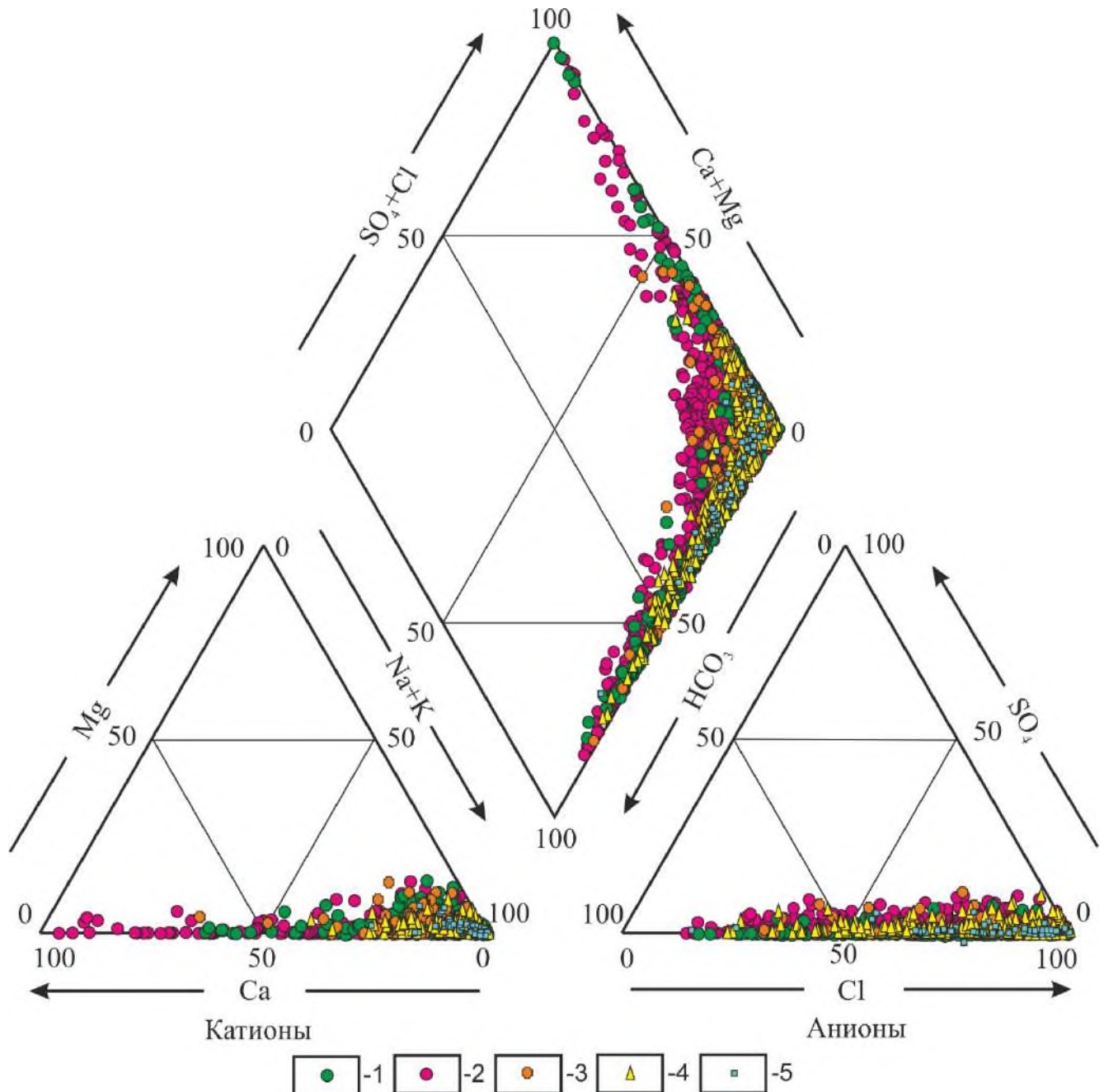


Рисунок 3.1. – Диаграмма Пайпера состава подземных вод нефтегазоносных отложений северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Водоносные комплексы: 1 – апт-альб-сеноманский, 2 – неокомский, 3 – верхнеюрский, 4 – нижне-среднеюрский, 5 – триас-палеозойский.

Каждый из них имеет свои особенности в распределении основных солеобразующих макро- и микрокомпонентов, концентрации которых напрямую зависят от величины их минерализации (табл. 3.1-3.2). По мере ее роста происходит закономерное увеличение содержаний хлора, натрия, магния, кальция, калия, микрокомпонентов: брома, иода, бора, аммония и стронция. При минерализации вод 15-20 г/дм³ и более в них происходит снижение содержания гидрокарбонат – иона. Концентрации сульфат – иона в среднем не превышают 20-60 мг/л³, что связано с широко известным процессом его восстановления до сероводорода (Шишкина, 1955, 1959; Страхов, 1963; Шишкина, 1972): $SO_4^{2-} + 2C_{org} + 2H_2O = 2HCO_3^- + H_2S$. Рассмотрим подробнее особенности ионно-солевого состава подземных вод в пределах основных водоносных комплексов.

Апт-альб-сеноманский водоносный комплекс. Анализ изменения минерализации подземных вод комплекса устанавливает ее закономерное увеличение в направлении от обрамления Западно-Сибирской плиты к внутренним районам. Наименьшую величину общей минерализации (2,0-8,0 г/дм³) имеют подземные воды месторождений и разведочных площадей, расположенных в пределах структур Внешнего тектонического пояса (Пайхойско-Новоземельская, Зауральская и Предъенисейская мегамоноклизы) (рис. 3.2). Во внутренней зоне преимущественным распространением пользуются подземные воды с величиной минерализации 14,0-20,0 г/дм³, при этом представляется возможным оконтурить господствующую по размерам зону изоминерой 13 г/дм³ (Новиков, 2005). Величина фоновой минерализации подземных вод апт-альб-сеноманского комплекса в северных районах Западной Сибири составляет 13,8 г/дм³ (региональный фон) (табл. 3.3). При анализе зонального гидрогеохимического фона установлено, что наиболее минерализованные воды (более 15 г/дм³) распространены в пределах Мансийской синеклизы, Среднепурского наклонного мегапрогиба, Хантейской гемиянтеклизы, Медвежье-Нугинского наклонного мегавала, Северного и Сургутского сводов. Выявлена связь гидрогеохимических зон с водами повышенной минерализации и положительными структурами в пределах Внутренней тектонической области (табл. 3.4).

Максимальные величины общей минерализации подземных вод (> 20 г/дм³) отмечаются в пределах ряда продуктивных пластов структур Большехетской мегасинеклизы (20,1-25,3 г/дм³), Медвежье-Нугинского наклонного мегавала (20,3-24,3 г/дм³), Среднепурского наклонного мегапрогиба (20,4-22,8 г/дм³), Южно-Надымской мегамоноклизы (20,7-22,7 г/дм³) и Красноселькупской моноклизы (21,8 г/дм³). Минимально установленная соленость вод отмечается на структурах Внешнего тектонического пояса (см. рис. 3.2). В апт-альб-сеноманском комплексе в целом происходит выравнивание значений общей минерализации подземных вод на уровне несколько ниже 20 г/дм³ (Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, Лепокуров, 2005).

Таблица 3.1. – Гидрогеохимическая характеристика водоносных комплексов.

Показатели	Ед. измерения	Водоносные комплексы				
		Апт-альб-сеноманский	Неокомский	Верхнеюрский	Нижне-среднеюрский	Доюрские
pH	-	6,1-8,7 (7,6)	6,0-9,3 (7,6)	6,2-9,3 (7,5)	6,4-9,5 (8,1)	7,6-8,9 (8,6)
HCO ₃ ⁻	мг/дм ³	31-4882 (737)	84-5490 (929)	12-3709 (833)	37-3477 (1347)	94-3184
SO ₄ ²⁻	- " -	1-165 (23)	1-198 (45)	1-248 (33)	1-272 (38)	4-213 (44)
Cl ⁻	г/дм ³	0,3-15,1 (7,8)	0,3-36,8 (6,3)	1,8-37,6 (11,9)	1,5-39,6 (7,6)	1,1-28,4 (6,2)
Br ⁻	мг/дм ³	0,5-70,3 (27,9)	0,5-231,8 (28,6)	6,7-207,9 (40,6)	9,5-214,9 (32,1)	2,0-106,0 (30,0)
I ⁻	- " -	0,4-29,9 (7,8)	0,2-114,7 (7,8)	0,4-45,0 (5,2)	0,3-135,9 (8,1)	0,5-40,6 (8,5)
F ⁻	- " -	0,1-10,0 (2,1)	0,1-12,0 (2,4)	0,3-8,9 (1,2)	0,3-6,0 (1,8)	0,5-3,9 (2,5)
Na ⁺	г/дм ³	0,3-10,0 (4,6)	0,3-20,6 (4,0)	0,4-24,5 (6,3)	0,3-23,5 (4,8)	0,3-16,2 (4,3)
Ca ²⁺	мг/дм ³	4-1672 (316)	5-3406 (393)	8-3250 (502)	2-3110 (263)	8-1640 (207)
Mg ²⁺	- " -	2-383 (78)	1-680 (29)	1-547 (62)	1-350 (34)	2-170 (32)
K ⁺	- " -	4-425 (43)	3-690 (60)	3-502 (114)	5-840 (110)	10-380 (108)
NH ₄ ⁺	- " -	0,1-39,2 (14,3)	0,2-90,0 (16,5)	0,2-150,0 (39,4)	3,0-112,5 (23,1)	7,5-18,0 (11,4)
SiO ₂	- " -	0,9-74,0 (19,2)	1,0-115,0 (33,8)	3,0-86,0 (25,8)	5,0-130,0 (36,6)	7,0-85,0 (35,3)
B ⁺	- " -	0,2-39,4 (6,9)	0,2-87,3 (11,3)	0,3-200,0 (10,1)	0,5-75,0 (9,9)	2,6-107,5 (11,1)
Si ²⁺	- " -	0,6-200,0 (31,1)	0,4-290,0 (56,6)	1,6-450,0 (154,6)	1,2-290 (77,6)	-
Нафт. кислоты	- " -	0,1-5,8 (0,8)	0,1-8,1 (0,6)	0,1-4,0 (0,6)	0,1-9,3 (1,0)	0,2-2,6 (0,8)
Сумма	г/дм ³	1,5-25,3 (13,8)	2,0-53,0 (11,6)	2,0-63,3 (19,9)	2,0-53,1 (14,5)	2,5-46,8 (12,0)
rNa/rCl	-	0,42-4,28 (1,08)	0,26-4,79 (1,16)	0,52-2,28 (1,00)	0,47-3,99 (1,23)	0,86-1,91 (1,16)
Cl/Br	-	70-1923 (247)	12-1970 (234)	52-547 (264)	27-1641 (255)	94-724 (253)
Ca/Cl	-	0,01-0,54 (0,04)	0,01-0,38 (0,06)	0,01-0,80 (0,05)	0,01-0,57 (0,04)	0,01-0,27 (0,04)
B/Br	-	0,01-4,25 (0,36)	0,01-9,79 (0,66)	0,02-6,23 (0,36)	0,01-3,44 (0,50)	0,04-3,13 (0,80)
Химический тип по С.А. Щукареву	-	Хлоридный натриевый, хлоридный натриевый (с повышенным содержанием кальция), хлоридно-гидрокарбонатный натриевый, гидрокарбонатно-хлоридный натриевый				
Число анализов	шт.	1127	3378	644	381	73

Примечание: предельные значения (среднее арифметическое).

Таблица. 3.2. – Средний химический состав подземных вод различной минерализации.

Показатели	Ед. измерения	Общая минерализация, г/дм ³					
		<5	5-10	10-15	15-25	25-50	>50
pH	-	7,8	7,8	7,7	7,4	7,3	7,4
HCO ₃ ⁻	мг/дм ³	834	1378	933	590	694	674
SO ₄ ²⁻	- " -	54	41	30	27	23	16
Cl ⁻	г/дм ³	1428	3238	6750	10631	19266	32088
Br ⁻	мг/дм ³	6,9	15,7	32,2	45,5	70,9	143,1
I ⁻	- " -	3,0	5,0	9,2	11,1	16,3	25,3
F ⁻	- " -	3,3	2,6	1,9	1,6	1,3	0,9
Na ⁺	г/дм ³	1109	2486	4344	6305	11054	19997
Ca ²⁺	мг/дм ³	94	131	293	569	1071	1975
Mg ²⁺	- " -	9	15	34	83	113	155
K ⁺	- " -	35	48	66	84	180	260
NH ₄ ⁺	- " -	7,0	10,1	18,9	25,8	53,1	82,8
SiO ₂	- " -	33,4	33,8	30,4	26,7	27,8	25,5
B ⁺	- " -	7,5	8,6	12,8	13,1	14,7	18,1
Si ²⁺	- " -	9,2	17,0	43,9	88,7	212,9	-
Нафт. кислоты	- " -	0,7	0,8	0,7	0,5	0,8	0,6
rNa/rCl	-	1,44	1,35	1,02	0,93	0,91	0,90
Cl/Br	-	255	230	232	243	271	236
Ca/Cl	-	0,06	0,04	0,04	0,05	0,06	0,06
B/Br	-	1,29	0,67	0,42	0,30	0,17	0,11
Число анализов	шт.	779	1507	1457	1480	362	18

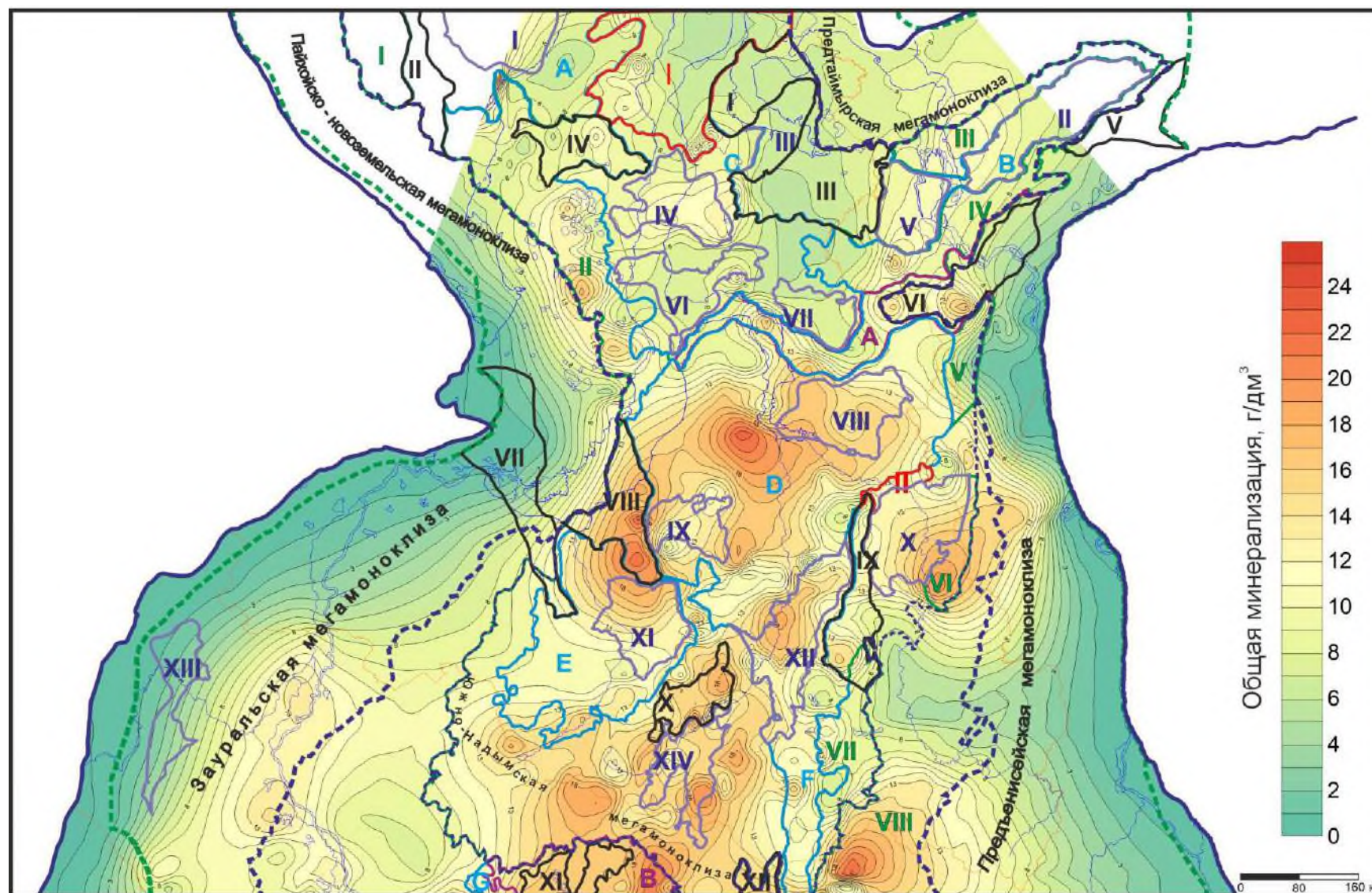


Рисунок 3.2. – Карта общей минерализации подземных вод апт-альб-сеноманского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна. Перечень тектонических элементов см. рис 2.4-2.5.

Таблица 3.3. – Распределение химических элементов и соединений в подземных водах апт-альб-сеноманского водоносного комплекса.

Элементы и соединения, мг/дм ³	Значение					Медиана	Стандартное отклонение	Стандартная ошибка	Объем выборки
	Мин.	Гидрогео-химического фона	Макс.	Доверительного интервала					
				Мин.	Макс.				
М *	1,5	13,8	25,3	13,4	14,1	14,4	5,8	0,2	1127
Na ⁺	300	4674,2	10000	4534,1	4814,4	4833,0	2138,5	71,4	897
K ⁺	4	43,1	425	41,0	45,3	37,0	25,3	1,1	520
Ca ²⁺	4	315,6	1672	296,5	334,7	216,0	326,1	9,7	1121
Mg ²⁺	2	77,9	383	73,6	82,3	62,0	73,5	2,2	1093
SO ₄ ²⁻	1	23,1	165	20,3	25,9	13,1	26,4	1,4	347
Cl ⁻	300	7798,3	15100	7566,8	8029,8	8460,0	3962,8	118,0	1127
HCO ₃ ⁻	31	736,8	4882	685,4	788,2	354,0	878,1	26,2	1124
I ⁻	0,4	7,8	29,9	7,4	8,2	6,8	5,5	0,2	704
Br ⁻	0,5	27,9	70,3	26,7	29,2	26,3	17,0	0,6	710
B ⁺	0,2	6,9	39,4	6,4	7,5	5,0	6,8	0,3	594
NH ₄ ⁺	0,1	14,3	39,2	13,1	15,5	10,5	11,7	0,6	377
Нафт.кислоты	0,1	0,8	5,8	0,7	1,0	0,4	1,2	0,1	183
SiO ₂	0,9	19,2	74,0	17,8	20,6	17,0	12,5	0,7	293
F ⁻	0,1	2,1	10,0	1,9	2,2	1,5	1,5	0,1	354
Sr ²⁺	0,6	31,1	200,0	21,7	40,6	15,3	32,6	4,7	48

Примечание: * – г/дм³.

В пределах комплекса наиболее широко распространены хлоридные натриевые воды с минерализацией от 1,5 до 25,3 г/дм³ (см. табл. 3.1, 3.3), и в меньшей степени хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые типы вод. В хлоридном натриевом типе вод в катионном составе доминирующее положение занимает натрий, составляя до 97 %-экв. Среди анионов преобладает хлор, концентрации которого достигают 94 %-экв. В хлоридно-гидрокарбонатном натриевом и гидрокарбонатно-хлоридном натриевом типе вод соответственно в анионном составе возрастает роль гидрокарбонат-иона. В таблице 3.4 приведены сведения о фоновом составе подземных вод апт-альб-сеноманского комплекса в пределах крупных тектонических элементов. Наиболее высокий фон общей минерализации пластовых вод (≥ 20 г/дм³), выявлен в структурах Хантейской гемиантеклизы, Медвежье-Нугинского наклонного мегавала и Сургутского свода. Наименее минерализованные воды фонового состава (≤ 10 г/дм³) установлены в пределах Пайхойско-Новоземельской мегамоноклизы, Восточно-Пайхойской и Красноселькупской моноклиз, Южно-Карской мегаседловины, Антипаютинско-Тадебеяхинской и Карской мегасинеклиз, Обь-Васюганской гряды и Бованенковско-Нурминского наклонного мегавала.

Таблица 3.4. – Фоновый состав подземных вод нефтегазоносных отложений северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Структура	Порядок тектонического элемента	Элементы и соединения, мг/дм ³														М, г/дм ³
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	NH ₄ ⁺	B ⁺	Br ⁻	I ⁻	F ⁻	SiO ₂	Sr ²⁺	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Апт-альб-сеноманский водоносный комплекс																
Зауральская мегамоноклиза	промежуточный	300,0	76,0	4541,1	28,0	7603,2	225,8	12,0	52,0	14,2	41,8	13,0	*	7,7	*	12,8
Пайхойско-Новоземельская мегамоноклиза	промежуточный	130,7	18,9	2781,9	29,4	3153,0	1221,8	39,7	11,0	6,8	15,9	6,0	2,1	18,5	*	8,0
Восточно-Пайхойская моноклиза	промежуточный	68,9	19,1	3086,8	37,3	4150,4	1502,9	31,7	8,1	4,6	18,0	4,8	2,8	25,7	*	9,0
Восточно-Пурская мегамоноклиналь	промежуточный	257,9	57,4	3963,2	49,6	6660,7	766,3	14,4	15,4	4,7	26,6	4,9	1,9	24,1	22,5	12,1
Красноленинская мегамоноклиза	промежуточный	273,3	61,6	4272,6	43,3	6995,4	497,5	9,2	*	6,2	44,4	11,7	*	*	*	12,1
Красноселькупская моноклиза	промежуточный	332,7	29,3	2401,8	39,1	5014,0	398,9	33,2	*	3,0	16,0	3,7	*	*	*	8,8
Южно-Карская мегаседловина	промежуточный	139,9	17,9	2834,1	36,3	3881,6	1741,5	29,4	6,2	5,1	15,6	4,1	2,2	22,1	2,5	8,8
Южно-Надымская мегамоноклиза	промежуточный	496,3	97,6	5320,3	57,6	9389,0	443,2	24,0	18,4	11,3	38,8	11,0	1,4	22,4	92,8	16,1
Антипаютинско-Тадеевская мегасинеклиза	отриц. 0 порядка	157,7	18,0	2899,2	41,5	4124,6	749,1	41,2	*	3,0	13,9	3,4	*	*	*	7,9
Большехетская мегасинеклиза	отриц. 0 порядка	231,3	68,0	4582,3	33,6	8534,7	366,8	25,1	15,0	6,2	35,4	11,8	1,4	10,3	*	14,7
Карская мегасинеклиза	отриц. 0 порядка	60,8	12,5	2444,2	30,5	2645,1	2089,0	34,4	4,3	5,1	10,7	4,1	4,0	20,3	*	7,4
Мансийская синеклиза	отриц. 0 порядка	270,9	73,4	6230,9	43,5	10053,3	329,8	*	*	10,4	46,3	14,5	*	*	*	17,0
Среднепурский наклонный мегапрогиб	отриц. 1 порядка	312,9	71,6	5858,7	42,0	9286,3	420,8	14,5	25,0	11,6	41,4	10,4	1,1	10,7	*	15,8
Мессояхская наклонная гряда	полож. 0 порядка	173,2	45,3	4272,0	35,2	7025,1	803,0	13,5	13,1	6,6	26,9	9,1	1,7	14,5	*	12,9
Обь-Васюганская гряда	полож. 0 порядка	137,1	48,6	2167,2	10,3	3557,2	288,1	*	*	2,8	13,2	0,6	*	*	*	6,2
Хантейская гемиянтеклиза	полож. 0 порядка	633,3	180,8	6919,7	56,0	11999,1	252,6	11,5	*	9,7	49,3	13,7	*	*	*	20,0
Бованенковско-Нурминский наклонный мегавал	полож. 1 порядка	58,1	20,0	3468,0	29,8	4629,0	990,9	15,8	6,4	5,1	20,9	4,3	2,9	14,6	*	9,1
Медвежье-Нугинский наклонный мегавал	полож. 1 порядка	252,7	90,5	7656,5	38,6	12214,5	407,6	20,6	40,5	11,6	55,1	21,1	0,8	7,4	*	20,6
Нижевартковский свод	полож. 1 порядка	511,1	113,6	5911,9	61,8	10223,9	178,1	12,8	*	7,9	38,5	8,3	0,8	*	*	16,8
Северный свод	полож. 1 порядка	279,8	91,6	5640,8	68,1	9356,9	747,3	14,3	21,1	15,2	39,5	10,9	1,6	20,0	70,6	16,5
Сургутский свод	полож. 1 порядка	423,6	87,9	5974,5	76,8	13514,6	159,0	9,0	*	9,3	48,7	13,4	*	*	*	20,2
Часельский наклонный мегавал	полож. 1 порядка	345,4	48,0	3304,6	34,8	6340,0	573,2	16,4	5,7	4,9	23,0	6,3	1,9	9,0	*	10,7
Региональный гидрогеохимический фон		315,6	77,9	4674,2	43,1	7798,3	736,8	23,1	14,3	6,9	27,9	7,8	2,1	19,2	31,1	13,8
Неокомский водоносный комплекс																
Зауральская мегамоноклиза	промежуточный	330,2	63,5	4484,5	88,3	7199,2	782,5	26,7	*	8,0	46,4	12,8	*	2,4	*	12,9
Пайхойско-Новоземельская мегамоноклиза	промежуточный	98,4	21,0	3358,6	59,2	4400,1	1204,1	41,7	8,4	8,4	20,5	6,9	1,4	20,4	15,4	9,2
Восточно-Пайхойская моноклиза	промежуточный	70,6	16,5	2644,0	47,7	3194,0	1789,1	56,6	11,4	5,3	17,2	7,6	1,9	31,5	*	7,9

Продолжение таблицы 3.4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Восточно-Пурская мегамоноклиналь	промежуточный	993,6	60,2	5767,6	72,3	10936,9	292,8	24,5	29,5	7,2	51,5	5,7	1,8	10,4	*	18,2
Долганская мезомоноклиналь	промежуточный	153,4	26,8	2332,6	27,3	3483,9	501,4	168,1	*	16,0	24,9	12,5	*	*	*	6,8
Красноселькупская моноклиза	промежуточный	998,8	39,4	4037,5	42,6	10235,0	343,9	36,5	12,0	6,2	25,2	3,5	0,7	7,0		17,3
Южно-Карская мегаседловина	промежуточный	94,1	9,0	1650,1	37,5	1372,6	2153,8	39,8	9,0	7,2	7,1	3,0	2,4	38,4	2,5	5,5
Южно-Надымская мегамоноклиза	промежуточный	475,8	33,9	4821,0	75,7	8019,2	783,9	46,5	21,6	11,2	35,0	8,4	2,1	32,9	61,9	14,3
Антипаютинско-Тадеевская мегасинеклиза	отриц. 0 порядка	279,9	15,3	2051,6	38,8	2959,3	1273,3	53,5	*	3,9	12,3	2,6	*	*	*	7,1
Карская мегасинеклиза	отриц. 0 порядка	91,8	10,0	2111,7	30,3	2119,4	1994,2	44,1	9,2	6,2	9,7	3,2	2,7	35,7		6,5
Мансийская синеклиза	отриц. 0 порядка	145,5	21,5	3163,8	44,2	4536,3	1086,7	28,3	*	10,3	29,3	8,1	*	*	*	8,9
Большехетская мегасинеклиза	отриц. 0 порядка	197,1	10,3	1916,8	38,6	2650,8	1016,7	47,4	7,6	10,8	13,3	5,4	4,2	36,9	4,6	5,8
Надымская гемисинеклиза	отриц. 0 порядка	402,2	40,7	42,68,6	73,5	6883,1	1012,5	75,9	40,9	7,8	31,5	10,7	1,7	90,4	*	12,8
Среднепурский наклонный мегажелоб	отриц. 0 порядка	1086,7	45,2	4542,4	68,8	8936,7	305,1	28,0	20,4	13,9	34,1	5,5	1,5	29,5	91,1	15,0
Верхнетанловская мегавпадина	отриц. 1 порядка	72,4	10,8	3026,0	40,0	3994,9	1415,2	19,5	11,0	8,7	19,6	6,7	3,3	44,7	*	8,5
Пякупурско-Ампутинский наклонный мегапрогиб	отриц. 1 порядка	430,5	17,2	4251,4	79,4	8149,7	643,6	36,7	*	10,0	31,7	12,7	*	*	*	14,4
Северо-Тазовская мегавпадина	отриц. 1 порядка	242,3	5,8	1276,2	29,8	2095,2	412,3	45,9	6,9	18,1	11,5	5,8	4,2	31,8	45,5	4,1
Среднепурский наклонный мегапрогиб	отриц. 1 порядка	591,0	16,6	2354,4	52,6	5104,9	531,4	39,9	12,9	18,7	17,5	3,5	3,8	45,9	33,0	9,1
Мессояхская наклонная гряда	полож. 0 порядка	132,0	10,8	1932,7	46,5	2449,9	1212,0	53,9	*	4,3	12,1	5,5	*	*	*	5,8
Хантейская гемиантеклиза	полож. 0 порядка	779,3	42,6	5853,3	81,2	10311,6	443,8	36,3	*	12,4	46,2	10,0	*	*	*	17,5
Бованенковско-Нурминский наклонный мегавал	полож. 1 порядка	103,2	10,8	2450,5	41,4	3494,2	1845,1	28,5	16,5	3,7	16,2	5,7	7,9	38,0	*	8,4
Медвежье-Нугинский наклонный мегавал	полож. 1 порядка	111,5	19,7	4277,0	68,6	5939,1	1266,8	79,5	20,1	8,6	26,8	9,5	1,5	37,0	*	11,7
Нижневартовский свод	полож. 1 порядка	1126,8	76,1	6714,1	70,4	12468,6	289,3	33,0	*	14,4	46,3	8,6	*	*	*	20,7
Северный свод	полож. 1 порядка	243,3	32,1	4753,4	59,0	7370,6	934,4	37,6	19,2	23,6	31,9	9,2	1,8	30,4	92,5	13,5
Сургутский свод	полож. 1 порядка	213,4	34,8	5002,2	52,5	8149,4	839,8	23,4	*	10,2	39,7	11,3	*	*	*	14,5
Часельский наклонный мегавал	полож. 1 порядка	692,0	32,1	3786,7	54,5	7032,5	323,3	80,8	36,0	4,8	28,9	5,8	2,1	11,5	*	12,0
Усть-Портовский мегавыступ	полож. 1 порядка	99,6	8,9	1471,2	37,2	1717,9	1112,0	26,0	*	3,3	7,8	4,4	*	*	*	4,3
Региональный гидрогеохимический фон		393,4	27,3	3958,2	60,1	6236,6	929,7	45,0	15,9	11,3	28,2	7,6	2,4	33,8	56,6	11,6
Верхнеюрский водоносный комплекс																
Зауральская мегамоноклиза	промежуточный	302,2	61,1	4299,7	66,0	7130,6	522,9	25,9	5,0	14,6	43,7	16,2	*	*	*	12,7
Восточно-Пурская мегамоноклиналь	промежуточный	774,1	106,3	9211,8	173,6	15065,2	875,6	20,4	34,7	9,8	57,9	2,8	1,1	24,0	82,61	26,0
Красноселькупская моноклиза	промежуточный	493,7	70,8	5381,7	84,6	10465,0	875,8	39,8	29,3	11,8	28,5	3,0	1,3	22,3	24,4	18,6
Южно-Надымская мегамоноклиза	промежуточный	733,6	66,1	7082,7	139,4	14771,9	619,2	40,4	57,5	6,2	47,7	5,1	1,3	33,2	81,3	25,4

Окончание таблицы 3.4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Среднепурский наклонный мегажелоб	отриц. 0 порядка	530,9	34,8	7273,5	144,4	12028,5	632,0	15,1	22,5	6,8	42,9	2,4	0,4	25,7	61,46	21,4
Обь-Васюганская гряда	полож. 0 порядка	781,8	79,2	7377,5	142,6	12738,0	552,4	20,0	*	6,4	54,6	3,7	*	*	*	21,6
Хантейская гемиантеклиза	полож. 0 порядка	406,4	51,2	6932,7	121,9	11073,5	856,9	31,8	*	7,3	42,2	3,6	*	*	*	19,6
Нижевартовский свод	полож. 1 порядка	785,0	122,7	8714,6	134,5	15126,1	542,9	24,0	*	8,3	56,2	3,3	*	*	*	25,4
Северный свод	полож. 1 порядка	816,7	111,5	11958,5	138,5	19422,9	858,3	59,7	61,3	12,1	67,7	6,6	1,2	13,3	105,23	33,5
Сургутский свод	полож. 1 порядка	187,4	29,3	6348,5	118,8	9278,6	1286,7	14,1	*	10,4	37,0	3,8	*	*	*	18,1
Часельский наклонный мегавал	полож. 1 порядка	177,1	18,0	2833,9	57,8	4569,3	1597,1	31,1	13,3	7,6	15,8	2,7	1,7	17,2	2,5	9,8
Региональный гидрогеохимический фон		502,3	62,3	6336,3	114,9	11271,0	833,7	32,9	39,4	9,0	40,5	5,2	1,2	25,8	94,6	19,9
Нижне-среднеюрский водоносный комплекс																
Зауральская мегамоноклиза	промежуточный	137,6	63,7	3383,4	69,1	4158,2	2331,0	63,7	*	16,1	41,9	12,5	*	*	*	10,3
Пайхойско-Новоземельская мегамоноклиза	промежуточный	60,8	19,0	3077,7	31,5	3832,2	1867,0	43,2	11,4	10,1	15,9	5,9	1,9	24,0	*	9,0
Восточно-Пайхойская моноклиза	промежуточный	280,5	24,4	6017,5	84,8	8501,1	1137,4	75,4	19,2	16,3	48,6	28,2	1,4	40,2	*	16,8
Восточно-Пурская мегамоноклиналь	промежуточный	545,0	70,8	7840,1	244,6	14267,2	887,6	220,6	28,9	6,1	52,9	3,1	2,1	29,2	92,1	25,0
Красноленинская мегамоноклиза	промежуточный	131,4	17,0	3555,9	94,0	4993,5	1343,4	102,7	*	10,3	25,2	5,2	*	*	*	9,8
Красноселькупская моноклиза	промежуточный	234,7	36,5	3160,0	86,3	6677,9	1600,3	90,7	9,4	11,3	14,7	2,2	2,5	27,0	35,8	13,4
Южно-Надымская мегамоноклиза	промежуточный	570,6	40,7	6430,4	190,0	13832,2	730,4	270,2	44,9	6,0	36,0	5,6	1,6	40,1	63,5	24,0
Среднепурский наклонный мегажелоб	отриц. 0 порядка	420,5	37,9	7450,9	221,8	14011,1	356,8	106,2	*	3,0	40,2	2,3	*	*	*	23,4
Среднепурский наклонный мегапрогиб	отриц. 1 порядка	203,9	18,8	10123,0	*	5478,8	1471,8	62,8	9,5	6,3	18,6	2,1	1,6	70,9	*	11,1
Хантейская гемиантеклиза	полож. 0 порядка	551,0	61,7	7771,1	134,7	12908,9	504,4	47,3	*	8,9	47,5	5,0	*	*	*	21,9
Медвежье-Нугинский наклонный мегавал	полож. 1 порядка	84,5	6,4	3597,0	136,5	5826,1	394,0	309,0	39,4	4,6	17,6	5,3	*	*	*	11,0
Часельский наклонный мегавал	полож. 1 порядка	203,4	23,6	2504,4	80,4	4426,9	1055,1	19,2	6,3	5,0	15,0	3,5	2,1	17,2	*	8,7
Региональный гидрогеохимический фон		262,9	30,0	4585,6	108,4	7578,2	1346,6	38,0	23,1	9,9	32,1	7,3	1,8	36,6	77,6	14,5
Доюрский водоносный комплекс																
Зауральская мегамоноклиза	промежуточный	156,0	40,6	3517,9	156,6	5086,4	1311,8	72,2	*	15,5	40,9	12,5	*	*	*	10,1
Пайхойско-Новоземельская мегамоноклиза	промежуточный	36,8	14,9	2671,4	67,6	3475,9	1408,6	50,9	11,4	12,1	11,2	3,5	2,5	34,9	5,5	8,1
Восточно-Тазовская мезомамоноклиналь	промежуточный	730,3	31,4	5865,1	*	9897,4	200,1	49,1	*	5,7	50,7	18,4	*	*	*	16,8
Красноленинская мегамоноклиза	промежуточный	65,4	9,6	3333,8	124,0	4671,1	1089,3	105,7	*	7,4	19,0	6,5	*	*	*	9,3
Региональный гидрогеохимический фон		207,0	32,0	3504,1	106,9	4970,7	1157,5	71,5	11,4	11,1	24,4	7,7	2,5	35,3	5,5	12,0

Примечание: * - нет данных; названия тектонических элементов даны в соответствии с рис. 2.4-2.5.

С увеличением общей минерализации подземных вод в направлении от периферии осадочного бассейна к его внутренним районам происходит смена химических типов от гидрокарбонатно-хлоридного натриевого к хлоридному натриевому. С ростом минерализации подземных вод в растворе растут содержания основных солеобразующих катионов (натрия, кальция, магния и калия) и анионов (хлора) (рис. 3.3). Поведение гидрокарбонат-иона носит более сложный характер. Его концентрации достигают пика при минерализации подземных вод 8-13 г/дм³ и затем закономерно снижаются при переходе к хлоридному натриевому типу. Как отмечалось выше, воды изучаемого региона еще на иловой стадии прошли стадию десульфатизации и поэтому значимых концентраций сульфат-иона мы не наблюдаем. Виден устойчивый тренд снижения его и без того невысоких содержаний по мере роста величины общей минерализации подземных вод.

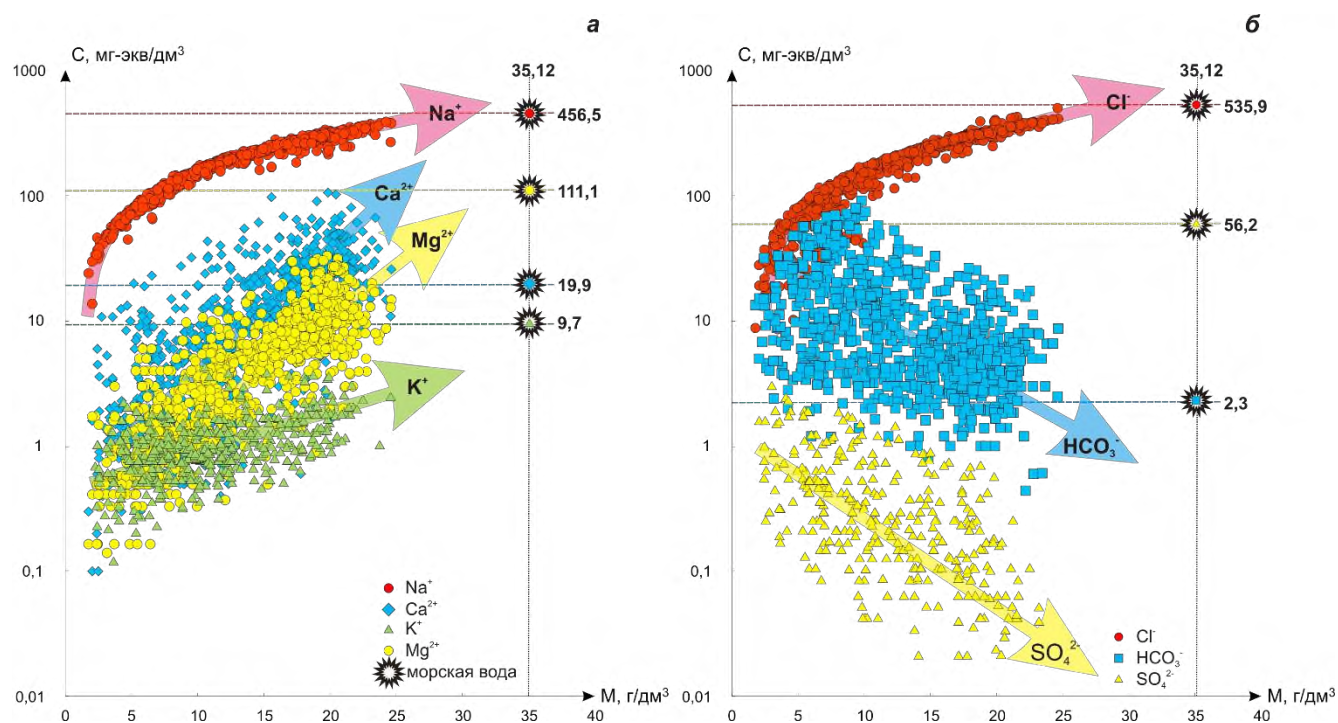


Рисунок 3.3. – Зависимость содержаний основных катионов (а) и анионов (б) от величины общей минерализации подземных вод апт-альб-сеноманского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Учитывая последние палеогеографические реконструкции на меловой и юрский периоды территории Западно-Сибирского осадочного бассейна, выполненные в ИНГГ СО РАН в 2013-2014 годах мы принимаем гипотезу о доминировании в его северных районах морских условий седиментации (Конторович и др., 2013; Конторович и др., 2014). В этой связи при дальнейшем анализе гидрогеохимических материалов, а также палеогидрогеохимических реконструкциях юрско-меловых отложений (раздел 4.2.) особое внимание будет уделено сравнению изучаемых вод с морскими. За морские воды в работе приняты воды Мирового океана со следующим

составом (по Шишкиной, 1972; Алекину, Ляхину, 1984; Кирюхину, Короткову, Шварцеву, 1993; Шварцеву, 1996) (мг/дм^3): Ca^{2+} – 400; Mg^{2+} – 1350; $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ – 11080; Cl^- – 19300; SO_4^{2-} – 2700; HCO_3^- – 160; Br^- – 65; I^- – 0,06; NH_4^+ – 0,5; SiO_2 – 6; B^+ – 4,6. Распределение нормированных по хлору концентраций основных катионов (натрия, кальция, магния и калия) показывает закономерную смену химических типов подземных вод от наиболее соленых хлоридных натриевых к гидрокарбонатно-хлоридным натриевым (рис. 3.4). Их фоновые значения для вод апт-альб-сеноманского водоносного комплекса составляют: $r\text{Na}/r\text{Cl}$ – 0,92; $r\text{K} \cdot 10^3/r\text{Cl}$ – 5,01; $r\text{Ca} \cdot 10^3/r\text{Cl}$ – 71,7 и $r\text{Mg} \cdot 10^3/r\text{Cl}$ – 29,6.

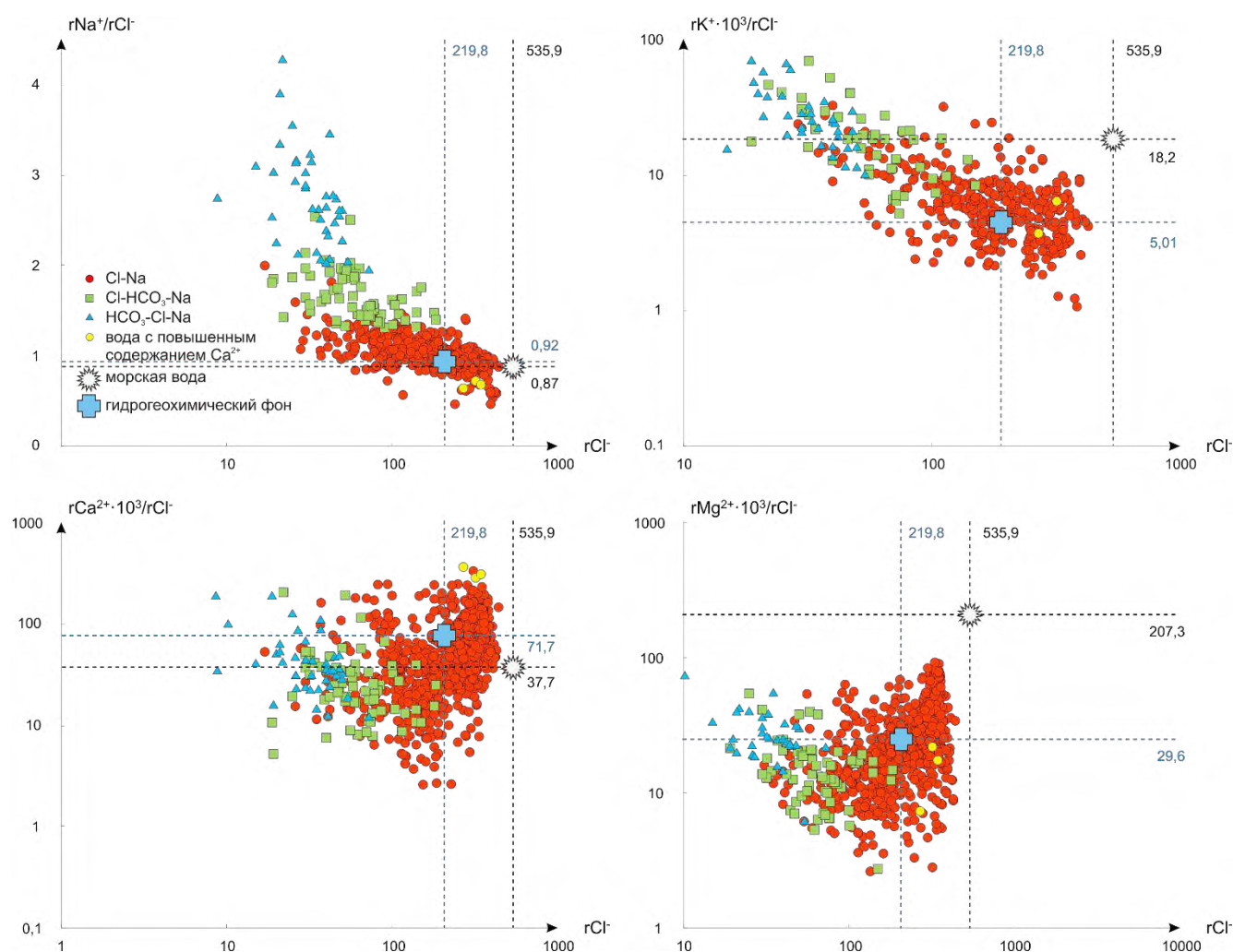


Рисунок 3.4. – Распределение содержаний натрия, калия, кальция и магния, нормированных по хлору к его концентрации в подземных водах апт-альб-сеноманского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Химические типы подземных вод: 1 – Cl-Na, 2 – Cl-HCO₃-Na, 3 – HCO₃-Cl-Na, 4 – Cl-Na с повышенным содержанием Ca^{2+} ; 5 – морская вода (по Шишкиной, 1972; Алекину, Ляхину, 1984; Кирюхину, Короткову, Шварцеву, 1993; Шварцеву, 1996).

В этом же направлении происходит снижение степени их родства с морскими водами. Например, отношение rNa/rCl для вод хлоридного натриевого состава не превышает 1,5, тогда как в водах с величиной общей минерализации до 10 г/дм^3 гидрокарбонатно-хлоридного натриевого типа оно всегда выше 2,0, при фоновом значении 0,92 (рис. 3.5). В целом, наименее минерализованные воды характеризуются более низкими значениями отношений Cl/Br , Ca/Cl и более высокими rNa/rCl , B/Br , $(rHCO_3 \cdot 100)/rCl$.

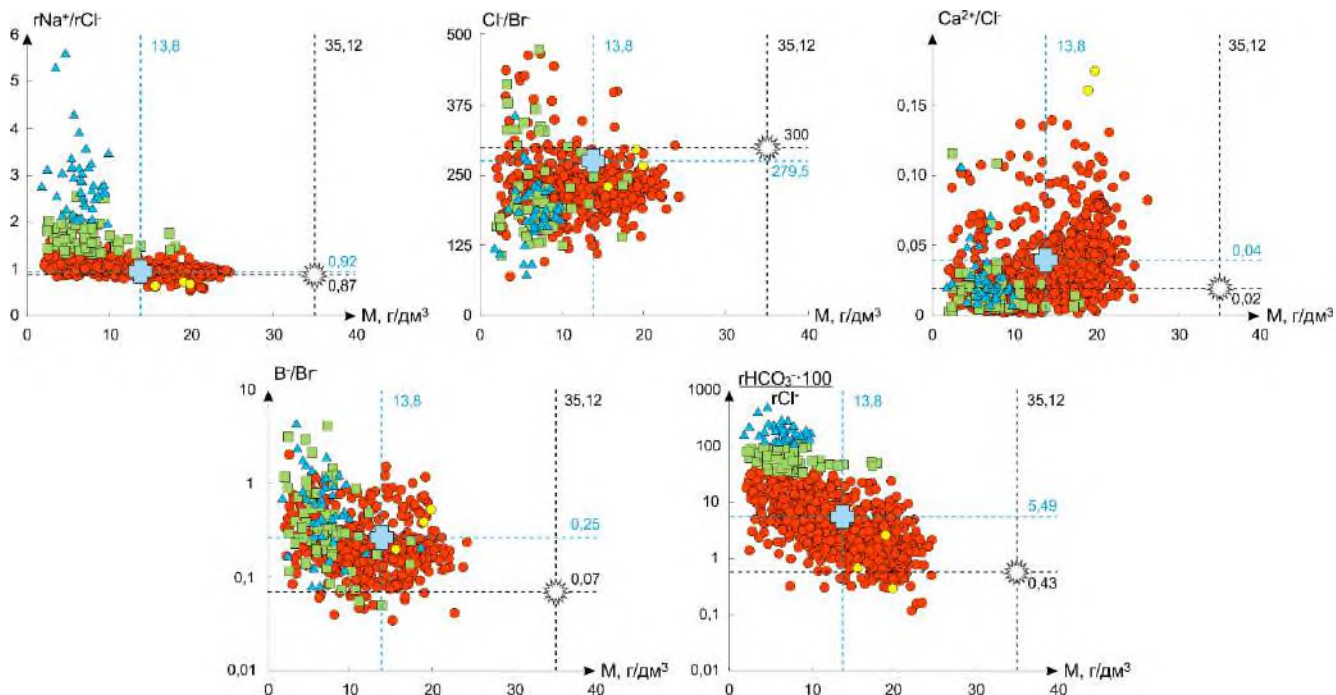


Рисунок 3.5. – Зависимость rNa/rCl , Cl/Br , Ca/Cl , B/Br и $(rHCO_3 \cdot 100)/rCl$ от величины общей минерализации подземных вод апт-альб-сеноманского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна. Условные обозначения см. рис. 3.4.

Более отчетливо выявленные закономерности в изменении химических типов подземных вод наблюдаются при парной корреляции коэффициентов $rNa/rCl - Cl/Br$, $Ca/Cl - (rHCO_3 \cdot 100)/rCl$ и $B/Br - (rHCO_3 \cdot 100)/rCl$ (рис. 3.6), что в первую очередь определяется историей формирования их состава при участии процессов климатического и геологического круговоротов воды в природе. Преимущественно с первым связано появление ветви пресных и солоноватых вод на Земле, а со вторым – соленых и рассольных. Ключевая роль в формировании современного химизма подземных вод отводится процессам взаимодействия в системе «порода вмещающая органическое вещество-вода-газ». Благодаря этому, к примеру, пресные воды инфильтрационного генезиса могут приобретать рассольный облик при их взаимодействии с вмещающими породами, содержащими соли. Из рис. 3.6 видно, что хлоридные натриевые воды с повышенной долей кальция характеризуются более низкими отношениями rNa/rCl и большим родстве с морскими (талассогенными) водами. Обратная картина наблюдается для наименее минерализованных вод гидрокарбонатно-хлоридного натриевого, хлоридно-гидрокарбонатно

натриевого состава, для которых коэффициент rNa/rCl как правило превышает 1,2. Эти воды также отличаются высокой газонасыщенностью (более 2,0 л/л) и локализованы на уровне газоводяных контактов (ГВК) газовых и газоконденсатных залежей.

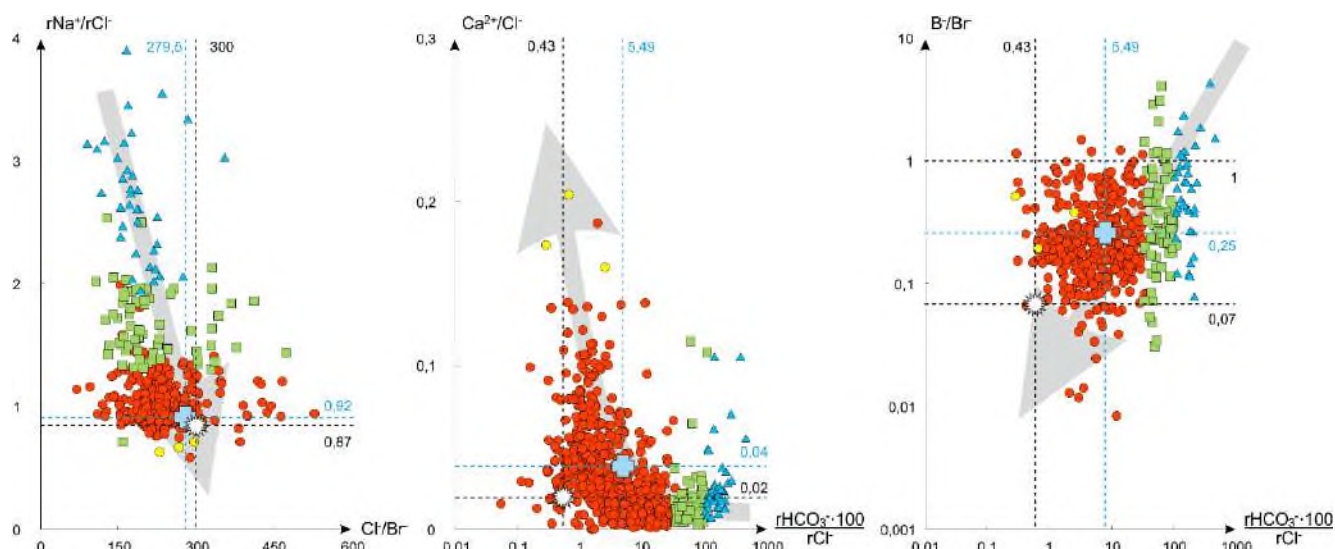


Рисунок 3.6. – Вариация отношений основных генетических коэффициентов в водах апт-альб-сеноманского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна. Условные обозначения см. рис. 3.4.

Неокомский водоносный комплекс. В пределах Зауральской и Предъенисейской мегамоноклиз наблюдается закономерное увеличение величины общей минерализации подземных вод комплекса в направлении от обрамления Западно-Сибирской плиты к внутренним районам. На оставшейся территории эта тенденция имеет более сложный вид.

Наименее минерализованные воды (2,0–8,0 г/дм³) развиты по периферии ЗСОБ и в пределах внутренних районов, в зонах локализации залежей УВ, газовых и газоконденсатных по фазовому составу (рис. 3.7). Средняя величина общей минерализации подземных вод во внутренней зоне составляет 10,0–12,0 г/дм³, при фоновом значении для неокомского-водоносного комплекса – 11,6 г/дм³ (региональный фон) (табл. 3.5). Изучение гидрогеохимического фона на зональном уровне показало, что наиболее соленые воды (более 15 г/дм³) развиты в пределах Восточно-Пурской мегамоноклинали, Красноселькупской моноклизы, Среднепурского наклонного мегажелоба, Хантейской гемиантеклизы и Нижневартовского свода. Самые минерализованные воды установлены также в пределах положительных структур Внутренней тектонической области (см. табл. 3.4).

Максимальные величины общей минерализации (> 30 г/дм³) выявлены у подземных вод в ряде продуктивных структур Большехетской мегасинеклизы (30,0–33,9 г/дм³), Хантейской гемиантеклизы (20,0–41,4 г/дм³), Медвежье-Нугинского наклонного мегавала (35,4–53,1 г/дм³),

Нижневартовского свода (31,5-34,3 г/дм³), Северного свода (30,5-35,6 г/дм³), Сургутского свода (40,2-48,4 г/дм³) и Южно-Надымской мегамоноклизы (30,8-51,3 г/дм³).

Минимально установленная минерализация вод отмечается на структурах Внешнего тектонического пояса (см. рис. 3.7). Для неокомского водоносного комплекса в целом характерна мозаичная картина распределения общей минерализации подземных вод (Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, Лепокуров, 2005; Novikov, 2017).

В пределах неокомского комплекса развиты хлоридные натриевые воды с минерализацией от 2,0 до 53,0 г/дм³ (см. табл. 3.1, 3.5), и в меньшей степени хлоридные натриевые воды с повышенным содержанием кальция, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые типы вод. Как и в вышезалегающем апт-альб-сеноманском комплексе с увеличением общей минерализации подземных вод в направлении от периферии осадочного бассейна к его внутренним районам происходит смена химических типов от гидрокарбонатно-хлоридного натриевого к хлоридному натриевому. С ростом минерализации подземных вод в растворе также растут концентрации основных солеобразующих катионов (натрия, кальция, магния и калия) и анионов (хлора) (рис. 3.8). Пик концентрации гидрокарбонат-иона достигает при минерализации подземных вод 8-10 г/дм³. Содержания сульфат-иона незначительны и составляют в среднем около 45,0 мг/дм³. По сравнению с апт-альб-сеноманским комплексом в неокомских водах увеличиваются средние концентрации (мг/дм³): кальция – 393; калия – 60; гидрокарбонат-иона – 929; сульфат-иона – 45; брома – 28,6; фтора – 2,4; аммония – 16,5; кремнезема – 33,8; бора – 11,3 и стронция – 56,6 (см. табл. 3.1).

Распределение нормированных по хлору концентраций основных катионов (натрия, кальция, магния и калия) показывает закономерную смену химических типов подземных вод от наиболее соленых хлоридных натриевых к гидрокарбонатно-хлоридным натриевым (рис. 3.9). Их фоновые значения для вод неокомского водоносного комплекса составляют: rNa/rCl – 0,98; $rK \cdot 10^3/rCl$ – 8,74; $rCa \cdot 10^3/rCl$ – 111,7 и $rMg \cdot 10^3/rCl$ – 12,8.

Изменение степени родства с исходными морскими водами отчетливее видно на зависимостях основных генетических коэффициентов от величины общей минерализации подземных вод. Так, среднее отношение rNa/rCl для хлоридных натриевых вод не превышает 1,5, тогда как для вод гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава с величиной общей минерализации до 10 г/дм³ оно всегда выше 2,0, при фоновом значении 0,98 (рис. 3.10). Схожая тенденция характеризует распределение генетических коэффициентов Cl/Br , B/Br и $(rHCO_3 \cdot 100)/rCl$ в маломинерализованных водах. Наиболее высокие отношения Ca/Cl (более 0,15) закономерно фиксируются в водах хлоридного натриевого состава с повышенной долей в катионном составе кальция. Парная корреляция коэффициентов rNa/rCl – Cl/Br , Ca/Cl – $(rHCO_3 \cdot 100)/rCl$ и B/Br – $(rHCO_3 \cdot 100)/rCl$ подтверждает выявленные зависимости (рис. 3.11).

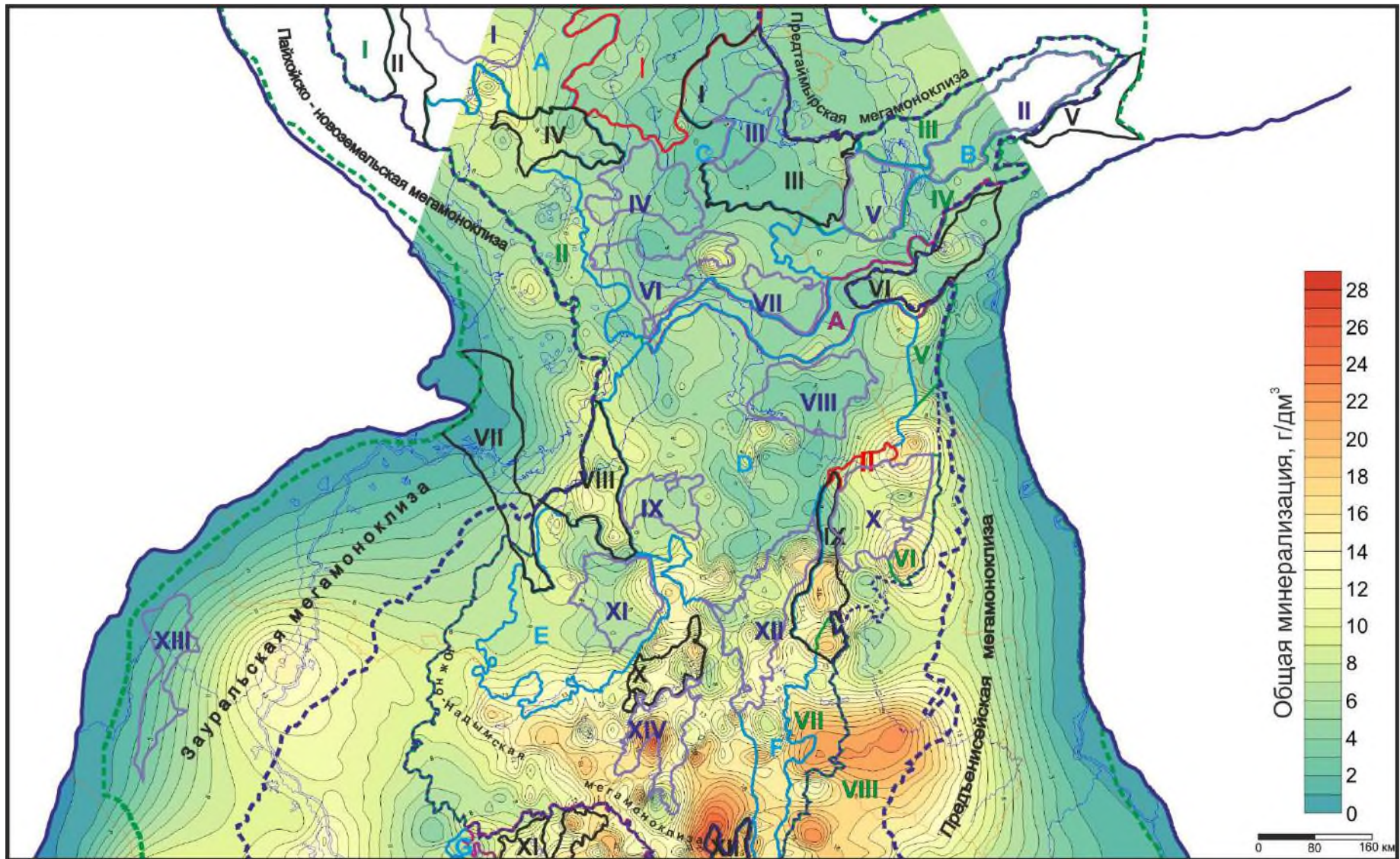


Рисунок 3.7. – Карта общей минерализации подземных вод неокомского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна. Перечень тектонических элементов см. рис 2.4-2.5.

Таблица. 3.5. – Распределение химических элементов и соединений в подземных водах неокомского водоносного комплекса.

Элементы и соединения, мг/дм ³	Значение					Медиана	Стандартное отклонение	Стандартная ошибка	Объем выборки
	Мин.	Гидрогео-химического фона	Макс.	Доверительного интервала					
				Мин.	Макс.				
М *	6	11,6	53,0	11,4	11,8	10,7	6,9	0,1	3352
Na ⁺	300	3958,2	20600	3864,6	4051,9	3751,0	2393,4	47,8	2512
K ⁺	3	60,1	690	58,2	62,0	50,0	43,6	1,0	1949
Ca ²⁺	5	393,4	3406	375,8	411,0	174,0	520,0	9,0	3341
Mg ²⁺	1	27,3	680	26,1	28,6	17,0	34,0	0,6	2874
SO ₄ ²⁻	1	45	198	42,1	48,0	26,0	64,5	1,5	1843
Cl ⁻	0,3	6236,6	36,8	6086,3	6386,9	5674,0	4432,8	76,7	3344
HCO ₃ ⁻	84	929,7	5490	904,5	954,9	720,0	739,6	12,8	3315
I ⁻	0,2	7,6	114,7	7,4	7,8	6,1	5,5	0,1	2665
Br ⁻	0,5	28,2	231,8	27,5	29,0	25,3	19,6	0,4	2720
B ⁺	0,2	11,3	87,3	10,9	11,7	9,5	9,6	0,2	2613
NH ₄ ⁺	0,2	15,9	90,0	15,1	16,8	12,1	13,5	0,4	971
Нафт.кислоты	0,1	0,6	8,1	0,6	0,7	0,4	0,7	0,0	663
SiO ₂	1,0	33,8	115,0	32,1	35,5	28,8	25,3	0,9	837
F ⁻	0,1	2,4	12,0	2,3	2,6	2,0	2,1	0,1	923
Sr ²⁺	0,4	56,6	290,0	46,7	66,6	37,0	61,5	5,0	149

Примечание: * – г/дм³.

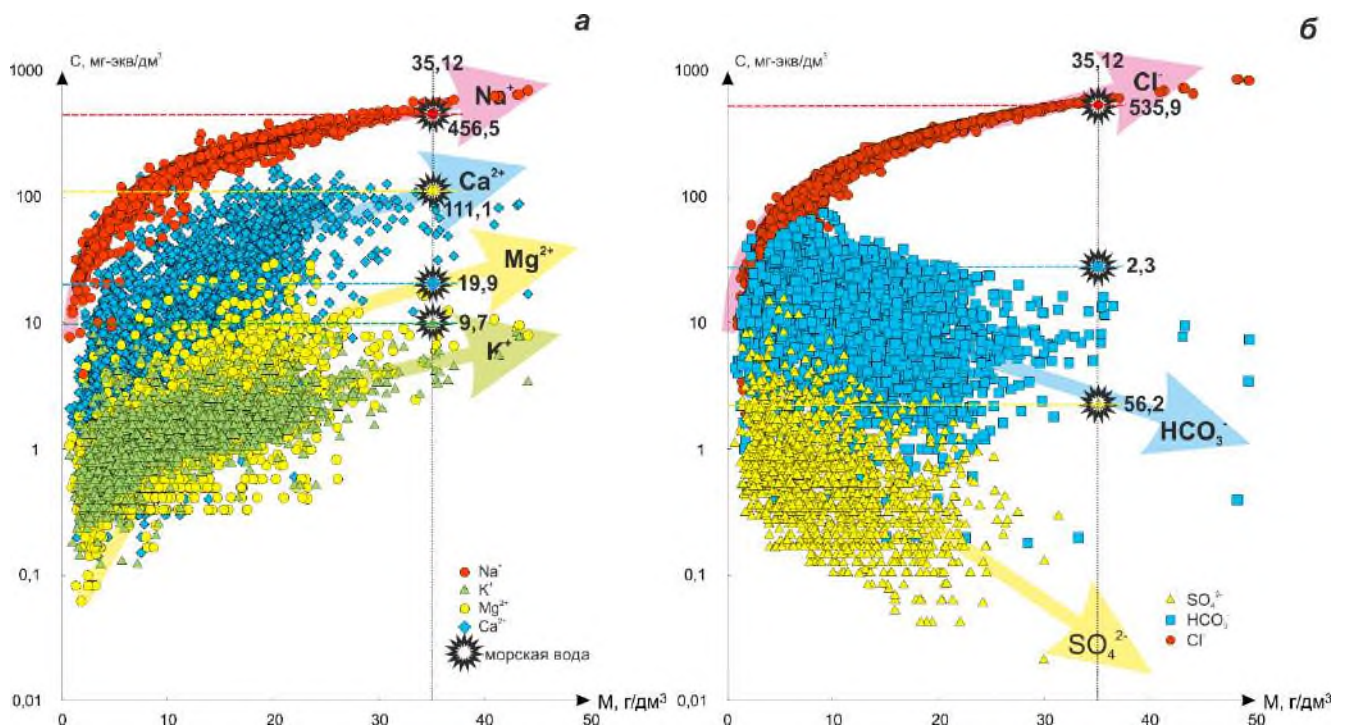


Рисунок 3.8. – Зависимость содержаний основных катионов (а) и анионов (б) от величины общей минерализации подземных вод неокомского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна.

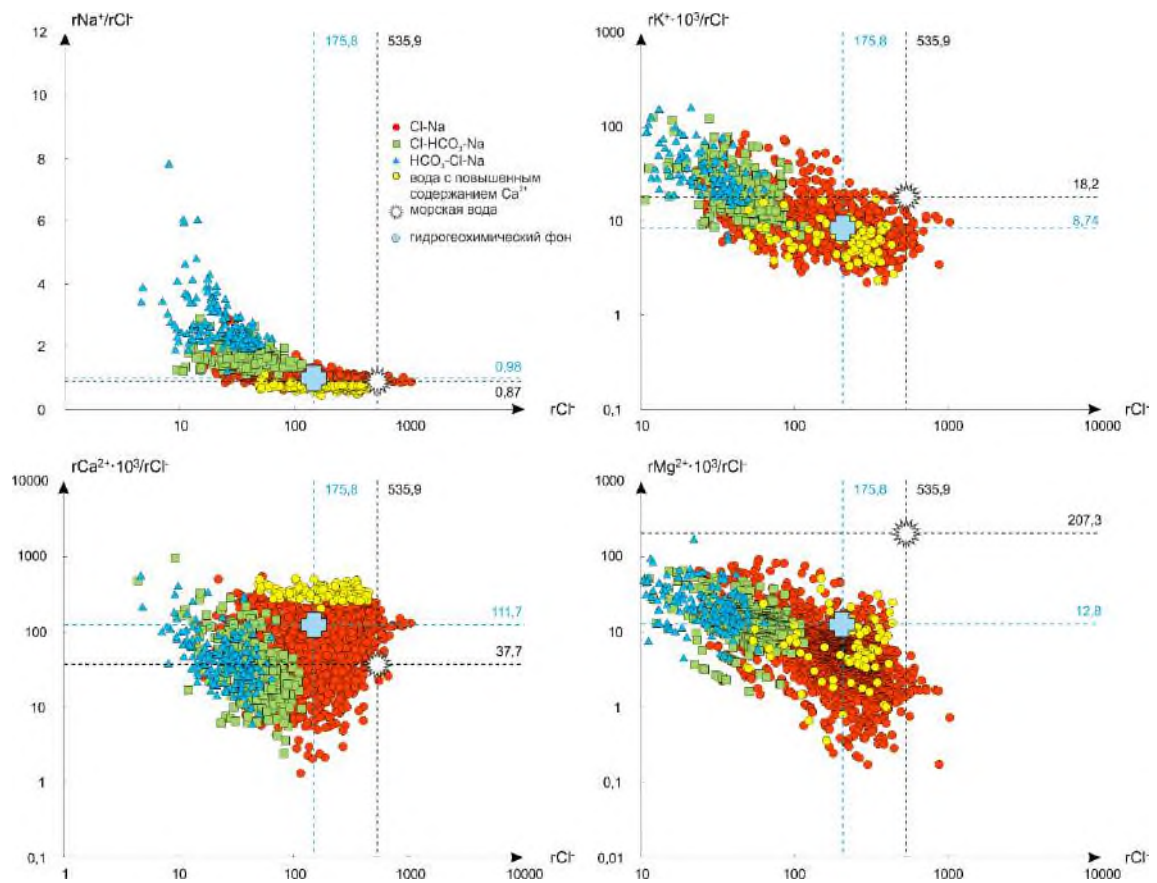


Рисунок 3.9. – Распределение содержаний натрия, калия, кальция и магния, нормированных по хлору к его концентрации в подземных водах неомского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна.

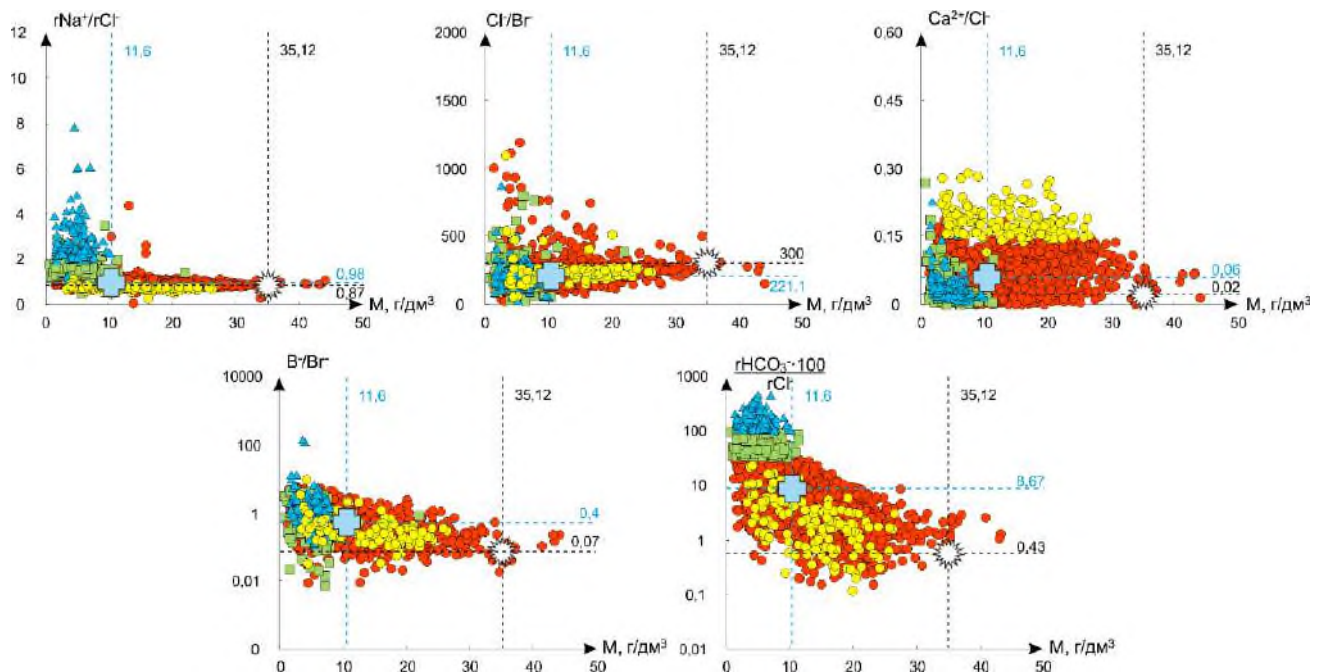


Рисунок 3.10. – Зависимость rNa^+/rCl^- , Cl^-/Br^- , Ca^{2+}/Cl^- , B^-/Br^- и $(rHCO_3 \cdot 100) / rCl^-$ от величины общей минерализации подземных вод неомского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна. Условные обозначения см. рис. 3.3.

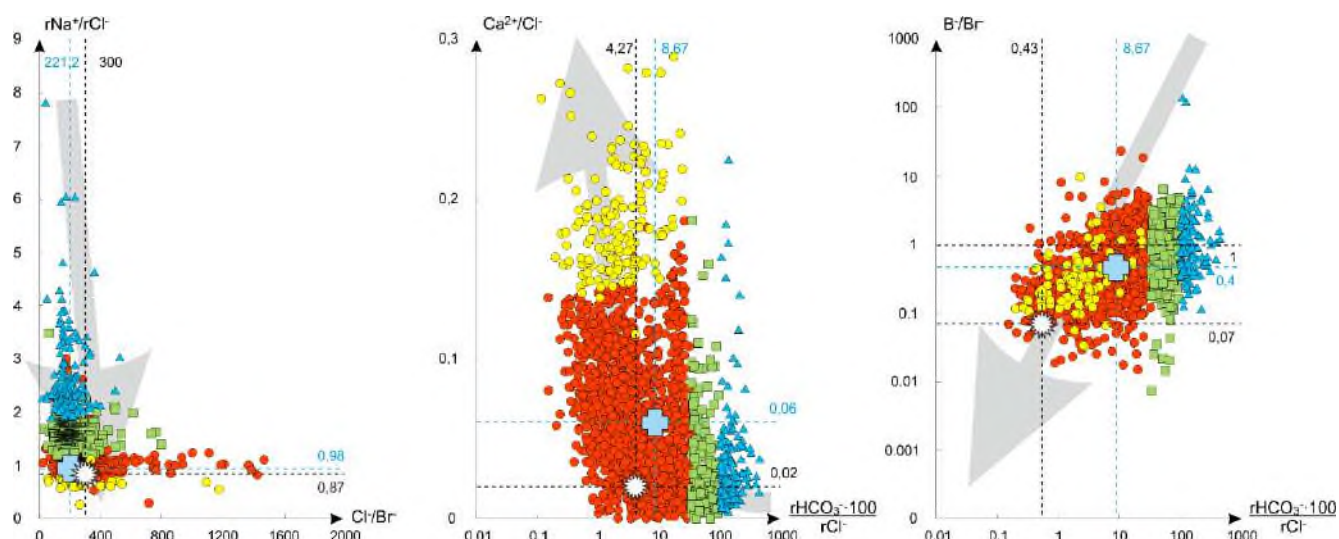


Рисунок 3.11. – Вариация отношений основных генетических коэффициентов в водах неокомского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна. Условные обозначения см. рис. 3.3.

Верхнеюрский водоносный комплекс. Распространён на территории исследования не повсеместно, что связано с глинизацией оксфордского регионального резервуара в северных, северо-западных, северо-восточных, западных и центральных областях. До настоящего исследования гидрогеология и гидрогеохимия верхнеюрского комплекса отдельно в научной литературе не рассматривалась (Новиков, 2002; Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, 2006; Новиков, 2016; Новиков, 2017; Novikov, 2017; Новиков и др., 2019; Novikov, 2017 и другие). В пределах Зауральской мегамоноклизы верхнеюрский водоносный комплекс представлен вогулкинской толщей абалакской свиты и развит в ее центральных районах (Новиков, Сухорукова, 2009; Novikov, Sukhorukova, 2015) (рис. 3.12).

Воды с наименьшей минерализацией (2,0-6,0 г/дм³) установлены в пределах восточной периферии ЗСОБ, а также в ряде структур, расположенных в непосредственной близости от границы глинизации оксфордского регионального резервуара (Хантейская гемиянтеклиза, Красноселькупская моноклиза, Часельский наклонный мегавал и другие) (рис. 3.12). В областях подверженных элизионным процессам средняя величина общей минерализации подземных вод как правило не превышает 20 г/дм³, при региональном фоне для верхнеюрского комплекса – 19,9 г/дм³ (табл. 3.6). На зональном уровне наиболее минерализованные воды (более 20 г/дм³) установлены бурением в пределах ряда структур Восточно-Пурской мегамоноклинали, Южно-Надымской мегамоноклизы, Среднепурского наклонного мегажелоба, Обь-Васюганской гряды, Нижневартовского и Северного сводов. При этом, самые соленые фоновые воды (33,5 г/дм³) характеризуют структуры Северного свода (см. табл. 3.4).

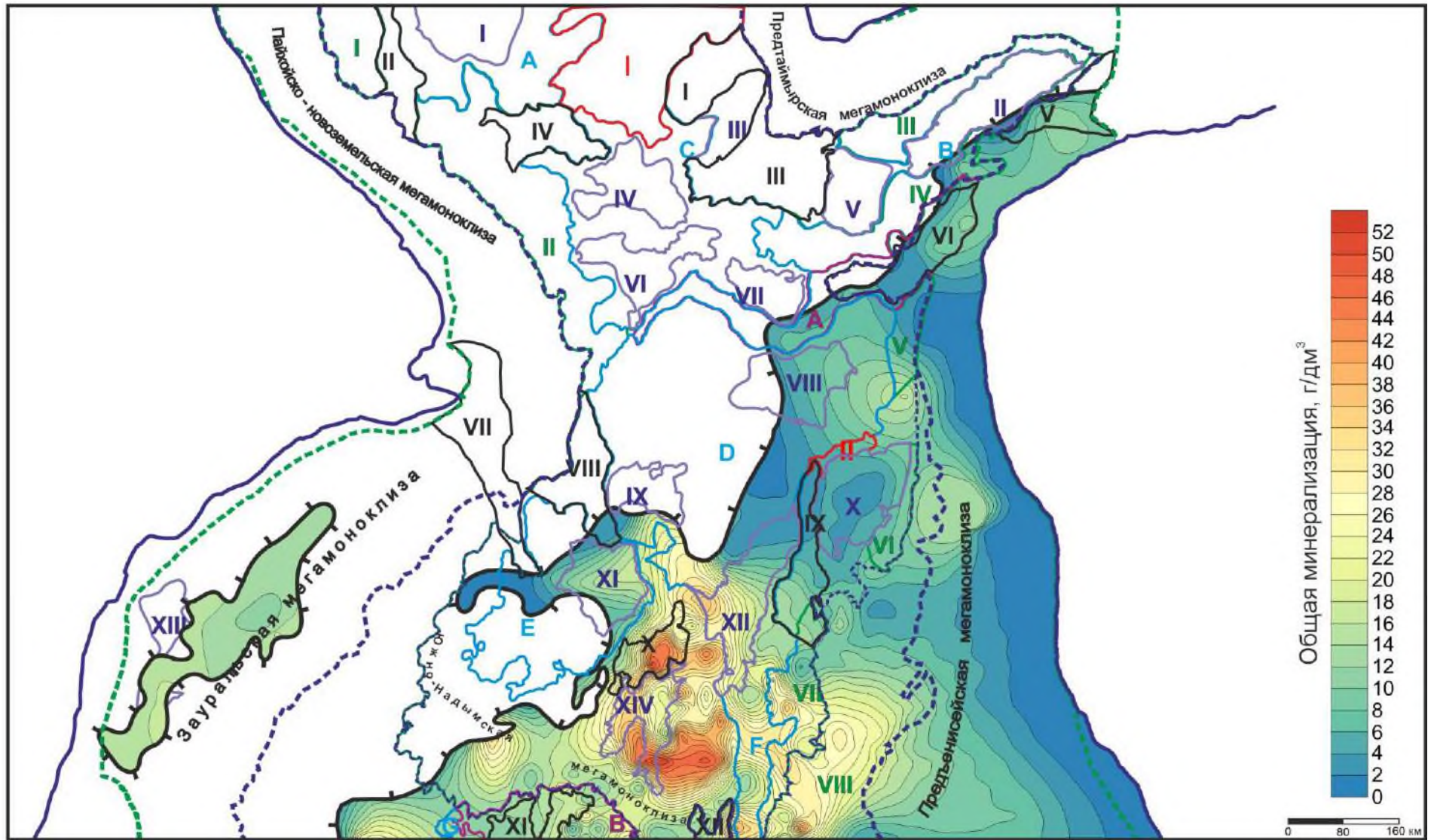


Рисунок 3.12. – Карта общей минерализации подземных вод верхнеюрского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна. Перечень тектонических элементов см. рис 2.4-2.5.

Таблица. 3.6. – Распределение химических элементов и соединений в подземных водах верхнеюрского водоносного комплекса.

Элементы и соединения, мг/дм³	Значение					Медиана	Стандартное отклонение	Стандартная ошибка	Объем выборки
	Мин.	Гидрогео-химического фона	Макс.	Доверительного интервала					
				Мин.	Макс.				
М *	2,0	19,9	63,3	19,0	20,9	16,9	11,9	0,5	628
Na ⁺	400	6336,3	24500	5998,6	6674,0	5429,0	3885,8	171,9	511
K ⁺	3	114,9	502	106,6	123,1	100,0	78,6	4,2	351
Ca ²⁺	8	502,3	3250	463,0	541,7	315,5	499,8	20,0	622
Mg ²⁺	1	62,3	547	57,4	67,3	39,0	60,7	2,5	581
SO ₄ ²⁻	1	32,9	248	28,4	37,4	20,5	34,8	2,3	232
Cl ⁻	1,8	11271,0	37,6	10694,9	11847,0	9574,0	7351,1	293,3	628
HCO ₃ ⁻	12	833,7	3709	785,6	881,9	707,8	610,7	24,5	620
I ⁻	0,4	5,2	45,0	4,6	5,8	3,4	6,6	0,3	498
Br ⁻	6,7	40,5	207,9	38,1	43,0	36,7	27,7	1,2	511
B ⁺	0,3	9,0	200,0	8,2	9,7	7,2	8,2	0,4	472
NH ₄ ⁺	0,2	39,4	150,0	33,0	45,9	30,0	33,0	3,3	102
Нафт.кислоты	0,1	0,6	4,0	0,4	0,7	0,4	0,6	0,1	87
SiO ₂	3,0	25,8	86,0	21,6	29,9	21,0	18,0	2,1	75
F ⁻	0,3	1,2	8,9	1,1	1,4	1,1	0,7	0,1	86
Sr ²⁺	1,6	94,6	450,0	3,7	45,1	16,6	24,8	8,8	8

Примечание: * – г/дм³.

Наиболее высокая минерализация, вплоть до слабых рассолов, выявлена у подземных вод центральных районов Надым-Пур-Тазовского междуречья. Так, воды с величиной общей минерализации более 50 г/дм³ установлены в пределах Пякупурского куполовидного поднятия, осложняющего структурный план Северного свода и Вынгапуровского, Вынгапуктинского, Ингуземского, Ярайнерского куполовидных поднятий и Вынгайхинского вала на востоке Южно-Надымской мегамоноклизы.

В пределах верхнеюрского комплекса наиболее широко распространены хлоридные натриевые воды с минерализацией от 2,0 до 63,3 г/дм³ (см. табл. 3.1, 3.6), и в меньшей степени хлоридные натриевые с повышенным содержанием кальция, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые.

Как и в вышезалегающих меловых комплексах с увеличением общей минерализации подземных вод в направлении от периферии осадочного бассейна к его внутренним районам происходит смена химических типов от гидрокарбонатно-хлоридного натриевого к хлоридному натриевому. Такая же тенденция выявлена в направлении от границы глинизации к внутренним районам. С ростом минерализации подземных вод в растворе также растут концентрации основных солеобразующих катионов (натрия, кальция, магния и калия) и анионов (хлора) (рис. 3.13). Пик концентрации гидрокарбонат-иона достигает при более широком диапазоне

минерализации подземных вод 8-14 г/дм³. Содержания сульфат-иона незначительны и составляют в среднем около 33,0 мг/дм³. По сравнению с меловыми комплексами в верхнеюрских резервуарах развиты более минерализованные воды, что объясняется максимальной трансгрессией моря в волжское время (Конторович и др., 2013; Новиков и др., 2019; Novikov et al., 2019) и наличием межпластовых перетоков из ниже залегающих горизонтов нижне-среднеюрского и палеозойского комплексов (Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, Лепокуров, 2005; Novikov, 2017; Новиков, 2019). В составе растут средние концентрации (мг/дм³): натрия – 6300; кальция – 502; калия – 114; хлорид-иона – 11900; брома – 40,6; аммония – 39,4; и стронция – 154,6 (см. табл. 3.1).

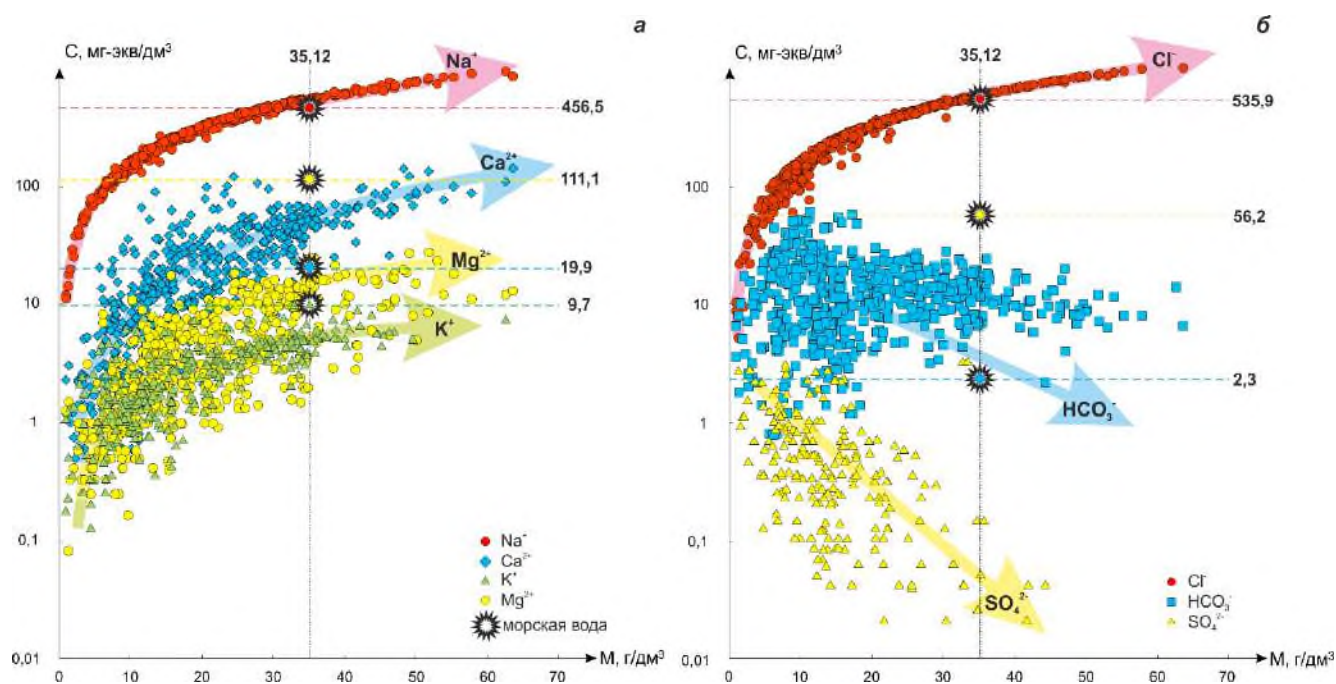


Рисунок 3.13. – Зависимость содержаний основных катионов (а) и анионов (б) от величины общей минерализации подземных вод верхнеюрского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Фоновые значения нормированных по хлору концентраций основных катионов для вод верхнеюрского водоносного комплекса составляют: $rNa/rCl = 0,87$; $rK \cdot 10^3/rCl = 9,1$; $rCa \cdot 10^3/rCl = 78,9$ и $rMg \cdot 10^3/rCl = 16,1$ (рис. 3.14). Степень родства с исходными морскими водами наилучшим образом видна по отношению rNa/rCl , оно совпадает с морскими и составляет 0,87. Процессы смешения разных генетических типов подземных вод за счет элизионного водообмена во внутренних и древней инфильтрации во внешних областях питания во многом осложняют картину распределения генетических коэффициентов Ca/Cl , Cl/Br , V/Br и $(rHCO_3 \cdot 100)/rCl$ (рис. 3.15). Так фоновые величины Cl/Br коэффициента не превышают 277,6; $Ca/Cl = 0,04$; $V/Br = 0,25$ и $(rHCO_3 \cdot 100)/rCl = 4,3$. Отличие величин этих коэффициентов от таковых в водах нормальной морской солёности говорит о широком развитии процессов вторичного минералообразования и

миграции углеводородов посредством водоуглеродной смеси. Закономерно, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с величиной не выше 10 г/дм^3 , локализованные в зонах газоводяных контактов, характеризуются высокими отношениями V/Br и $(\text{rHCO}_3 \cdot 100)/\text{rCl}$. Соленые (более 30 г/дм^3) хлоридные натриевые воды отличаются от них наименьшими величинами генетических коэффициентов V/Br , $(\text{rHCO}_3 \cdot 100)/\text{rCl}$ и rNa/rCl . Парная корреляция коэффициентов $\text{rNa/rCl} - \text{Cl/Br}$, $\text{Ca/Cl} - (\text{rHCO}_3 \cdot 100)/\text{rCl}$ и $\text{V/Br} - (\text{rHCO}_3 \cdot 100)/\text{rCl}$ подтверждает эти зависимости (рис. 3.16).

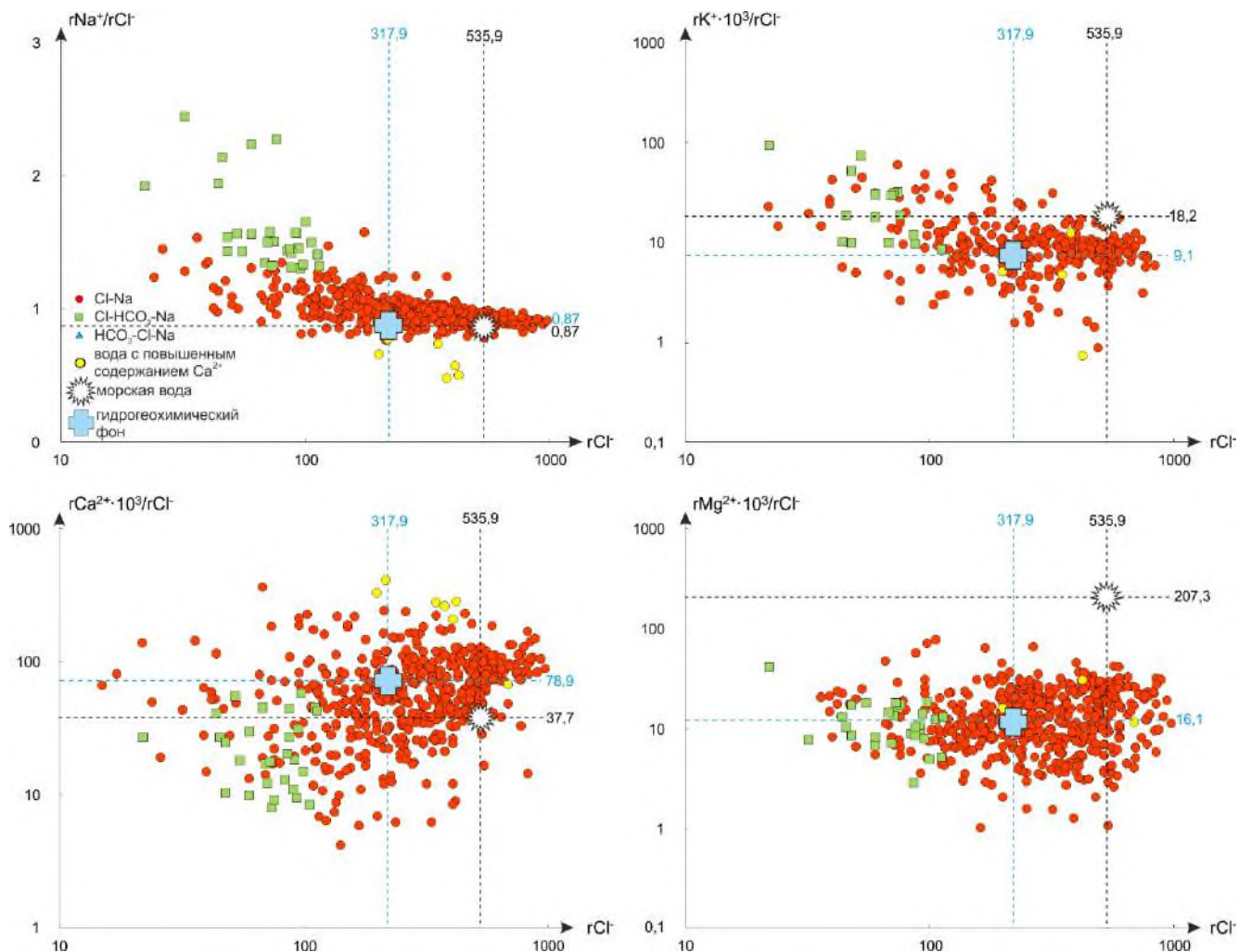


Рисунок 3.14. – Распределение содержаний натрия, калия, кальция и магния, нормированных по хлору к его концентрации в подземных водах верхнеюрского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Нижне-среднеюрский водоносный комплекс. Распространён на территории исследования повсеместно и в гидрогеологических работах (Торгованова и др., 1960; Маврицкий, 1962; Кругликов, 1964; Гидрогеология..., 1970; Конторович и др., 1975; Розин, 1977; Матусевич, Бакуев, 1986; Карцев и др., 1986; Ставицкий и др., 2004; Назаров, 2004; Матусевич и др., 2005; Ставицкий и др., 2006) всегда рассматривался как правило не отдельно, а в составе водоносного

комплекса юрских отложений. Начиная с 1999 года во всех наших исследованиях (Шварцев, Новиков, 1999; Новиков, 2000; Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, Лепокуров, 2005) он рассматривался в составе обособленной водонапорной системы ниже-среднеюрских отложений.

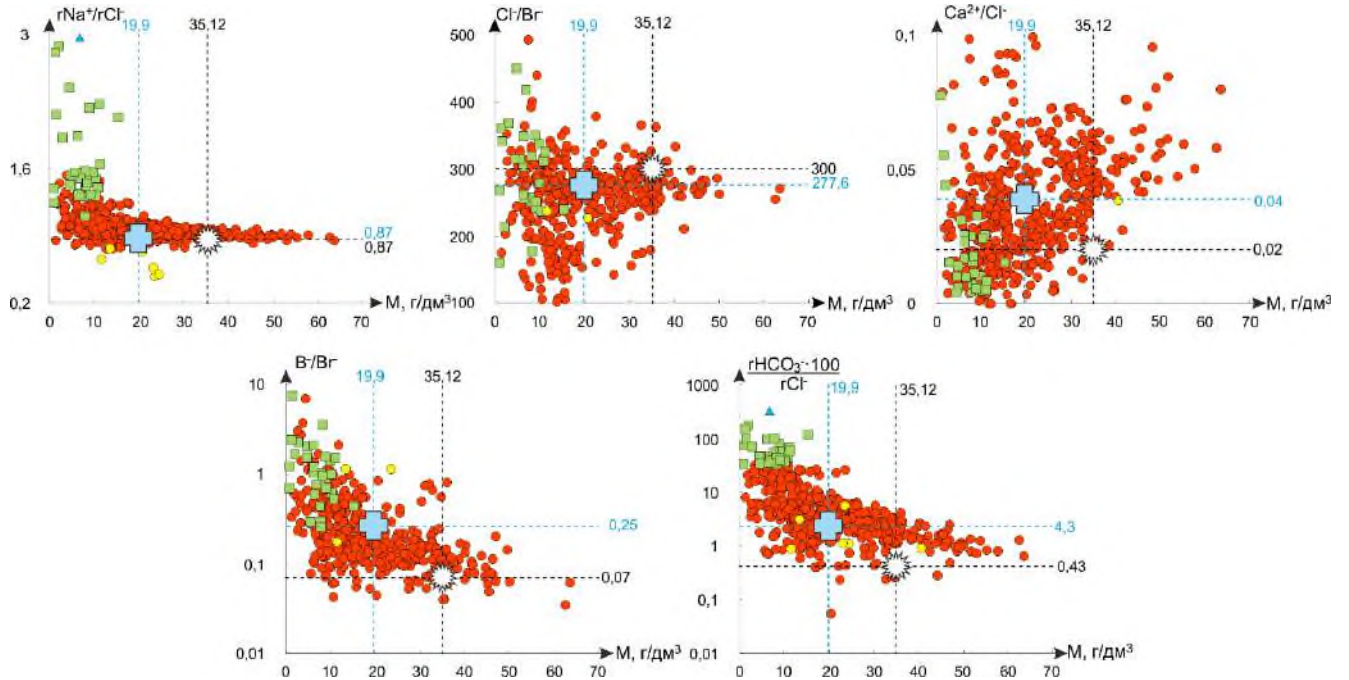


Рисунок 3.15. – Зависимость rNa/rCl , Cl/Br , Ca/Cl , B/Br и $(rHCO_3 \cdot 100)/rCl$ от величины общей минерализации подземных вод верхнеюрского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна. Условные обозначения см. рис. 3.3.

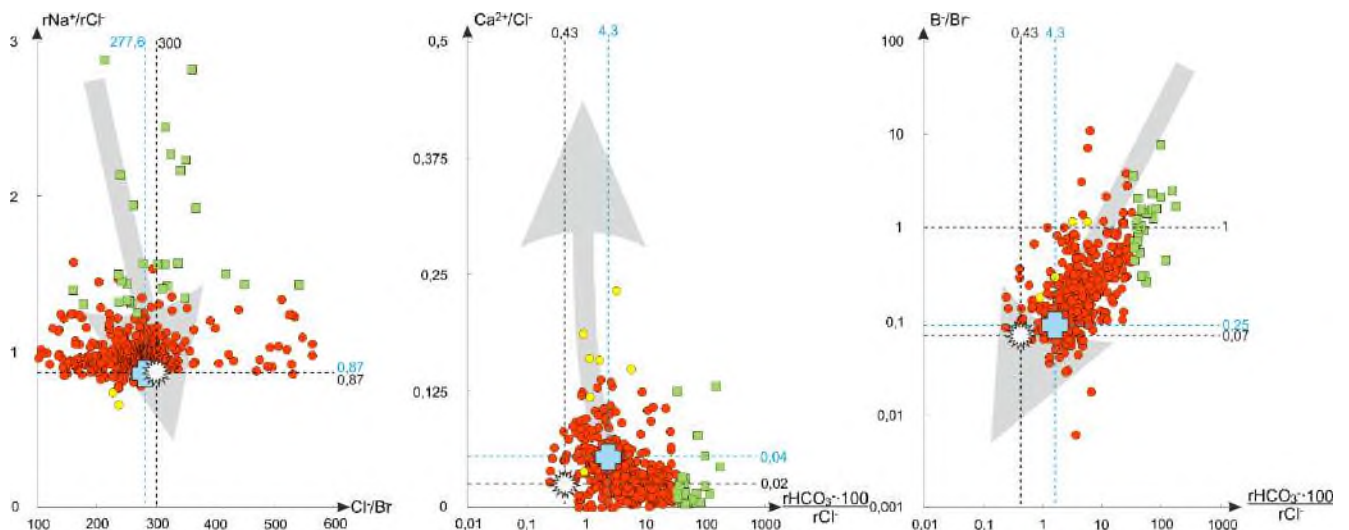


Рисунок 3.16. – Вариация отношений основных генетических коэффициентов в водах верхнеюрского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна. Условные обозначения см. рис. 3.3.

В пределах комплекса развиты подземные воды с широкой вариацией по величине общей минерализации до $53,1 \text{ г/дм}^3$. Наименее минерализованные воды пользуются широким распространением по периферии осадочного бассейна в пределах Зауральской, Предъенисейской, Пайхойско-Новоземельской и Предтаймырской мегамоноклиз. В центральных регионах изучаемого региона маломинерализованные элизионные воды до $10\text{--}12 \text{ г/дм}^3$ также развиты в пределах Агапско-Енисейского желоба, Большехетской мегасинеклизы, Надымской гемисинеклизы и других структур. Наиболее соленые воды выявлены в южных районах Южно-Надымской мегамоноклизы и Карской мегасинеклизы (рис. 3.17).

Региональный фон подземных вод ниже-среднеюрского водоносного комплекса составляет $14,5 \text{ г/дм}^3$ (табл. 3.7). На зональном уровне наиболее минерализованные воды (более 20 г/дм^3) выявлены геологоразведочными работами в пределах структур Восточно-Пурской мегамоноклинали, Южно-Надымской мегамоноклизы, Среднепурского наклонного мегажелоба и Хантейской гемиянтеклизы. Воды с наиболее высокой минерализацией ($25,0 \text{ г/дм}^3$) характеризуют структуры Восточно-Пурской мегамоноклинали (см. табл. 3.4).

Слабые рассолы с величиной общей минерализации подземных вод более 50 г/дм^3 развиты в пределах Малыгинского вала, осложняющего структурный план Карской мегасинеклизы и Вынгапюкутинского куполовидного поднятия на востоке Южно-Надымской мегамоноклизы. В пределах ниже-среднеюрского комплекса наиболее широко развиты хлоридные натриевые воды с минерализацией от $2,0$ до $53,1 \text{ г/дм}^3$ (см. табл. 3.1, 3.7), и в меньшей степени хлоридные натриевые с повышенным содержанием кальция, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые.

Закономерности, установленные для вышезалегающих водоносных комплексов мела и верхней юры, сохраняются – смена химических типов от гидрокарбонатно-хлоридного натриевого к хлоридному натриевому. С ростом минерализации подземных вод в растворе также растут концентрации основных солеобразующих катионов (натрия, кальция, магния и калия) и анионов (хлорид-иона) (рис. 3.18). Пик концентрации гидрокарбонат-иона достигает при более широком диапазоне минерализации подземных вод $5\text{--}15 \text{ г/дм}^3$. Содержания сульфат-иона не превышают в среднем около $38,0 \text{ мг/дм}^3$. По сравнению с верхнеюрским водоносным комплексом в ниже-среднеюрских водоносных горизонтах присутствуют менее минерализованные воды. Наличие слабых рассолов обязано межпластовым перетокам из ниже залегающих отложений палеозойского фундамента (Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, Лепокуров, 2005; Novikov, 2017; Новиков, 2019). В составе подземных вод средние концентрации (мг/дм^3) составляют: натрия – 4800; кальция – 263; калия – 110; хлорид-иона – 7600; брома – 32,1; аммония – 23,1; и стронция – 77,6 (см. табл. 3.1).

Фоновые значения нормированных по хлору концентраций основных катионов для вод ниже-среднеюрского водоносного комплекса составляют: $rNa/rCl - 0,93$; $rK \cdot 10^3/rCl - 13,0$; $rCa \cdot 10^3/rCl - 61,4$ и $rMg \cdot 10^3/rCl - 13,1$ (рис. 3.19). Степень родства с исходными морскими водами невысокая, что можно отметить по величинам вышеперечисленных коэффициентов. Процессы смешения разных генетических типов подземных вод за счет элизионного водообмена во внутренних и древней инфильтрации во внешних областях питания, а также межпластовых перетоков во многом осложняют картину распределения генетических коэффициентов Ca/Cl , Cl/Br , V/Br и $(rHCO_3 \cdot 100)/rCl$ (рис. 3.20).

Так фоновые величины Cl/Br коэффициента не превышают 236,0; $Ca/Cl - 0,03$; $V/Br - 0,31$ и $(rHCO_3 \cdot 100)/rCl - 5,64$. Отличие величин этих коэффициентов от таковых в водах нормальной морской солёности говорит о широком развитии процессов вторичного минералообразования и миграции углеводородов посредством водоуглеродной смеси. Выше установленные закономерности для вод верхнеюрского водоносного комплекса являются характерными чертами и для ниже-среднеюрских резервуаров. Так, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с величиной не более 10 г/дм^3 , локализованные в зонах газовой контактной, характеризуются высокими отношениями V/Br и $(rHCO_3 \cdot 100)/rCl$. Наиболее минерализованные (более 30 г/дм^3) хлоридные натриевые воды отличаются от них наименьшими величинами генетических коэффициентов V/Br , $(rHCO_3 \cdot 100)/rCl$ и rNa/rCl . Парная корреляция коэффициентов $rNa/rCl - Cl/Br$, $Ca/Cl - (rHCO_3 \cdot 100)/rCl$ и $V/Br - (rHCO_3 \cdot 100)/rCl$ также подтверждает эти тенденции (рис. 3.21).

Химические типы подземных вод: 1 – $Cl-Na$, 2 – $Cl-HCO_3-Na$, 3 – $HCO_3-Cl-Na$, 4 – $Cl-Na$ с повышенным содержанием Ca^{2+} ; 5 – морская вода (по Шишкиной, 1972; Алекину, Ляхину, 1984; Кирюхину, Короткову, Шварцеву, 1993; Шварцеву, 1996).

Доюрские водоносные комплексы. На территории Западной Сибири доюрские отложения изучены в более чем в 800 скважинах. В настоящее время в меньшей степени исследована северная часть осадочного бассейна (Новиков и др., 2020). Доюрские комплексы представлены осадочными и вулканогенными породами. Палеонтологические находки имеют плохую сохранность. Определение возраста выполнялось К-Аг методом (Бочкарев, Погорелов, 1973; Конторович и др., 1975; Сурков, Жеро, 1981).

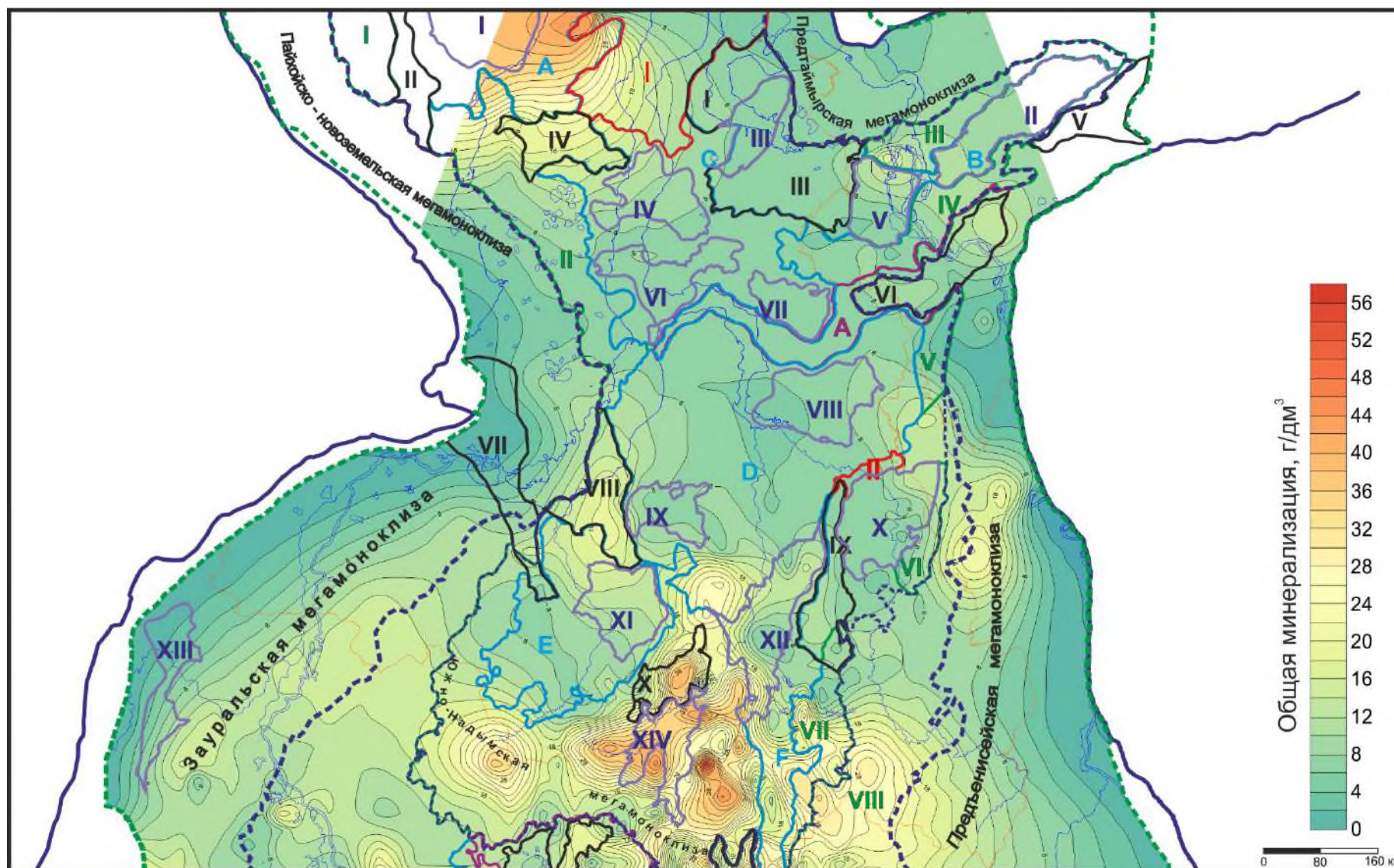


Рисунок 3.17. – Карта общей минерализации подземных вод ниже-среднеюрского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна. Перечень тектонических элементов см. рис 2.4-2.5.

Таблица. 3.7. – Распределение химических элементов и соединений в подземных водах ниже-среднеюрского водоносного комплекса.

Элементы и соединения, мг/дм ³	Значение					Медиана	Стандартное отклонение	Стандартная ошибка	Объем выборки
	Мин.	Гидрогео-химического фона	Макс.	Доверительного интервала					
				Мин.	Макс.				
М *	2,0	14,5	53,1	13,5	15,6	10,8	10,4	0,5	375
Na ⁺	300	4585,6	23500	4225,0	4946,1	3700,0	3189,1	183,2	303
K ⁺	5	108,4	840	94,6	122,1	71,5	99,1	7,0	202
Ca ²⁺	2	262,9	3110	225,0	300,7	83,0	370,6	19,3	370
Mg ²⁺	1	30,0	350	26,5	33,4	17,0	32,1	1,8	336
SO ₄ ²⁻	1	38,0	272	80,6	123,8	41,0	164,5	11,0	225
Cl ⁻	1,5	7578,2	39,6	6906,7	8249,7	4964,0	6604,2	341,5	374
HCO ₃ ⁻	37	1346,6	3477	1234,9	1458,4	1092,0	1095,9	56,8	372
I ⁻	0,3	7,3	135,9	6,3	8,4	4,2	9,4	0,5	314
Br ⁻	9,5	32,1	214,9	29,0	35,2	23,7	28,2	1,6	322
B ⁺	0,5	9,9	75,0	8,9	11,0	7,5	8,9	0,5	299
NH ₄ ⁺	3,0	23,1	112,5	19,0	27,2	15,0	19,0	2,1	84
Нафт.кислоты	0,1	1,0	9,3	0,6	1,4	0,5	1,5	0,2	71
SiO ₂	5,0	36,6	130,0	29,4	43,8	27,0	30,4	3,6	71
F ⁻	0,3	1,8	6,0	1,5	2,1	1,5	1,3	0,1	80
Sr ²⁺	1,2	77,6	290	35,7	119,4	54,0	81,5	19,8	17

Примечание: * – г/дм³.

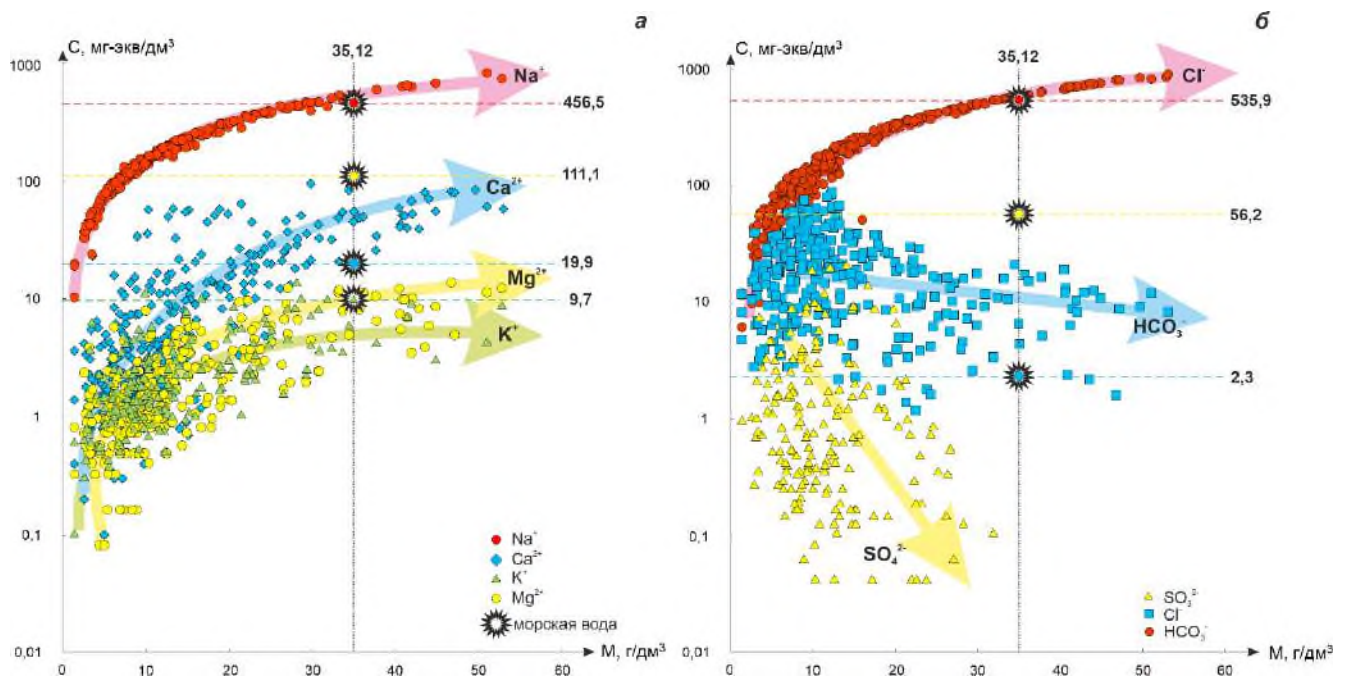


Рисунок 3.18. – Зависимость содержаний основных катионов (а) и анионов (б) от величины общей минерализации подземных вод ниже-среднеюрского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна.

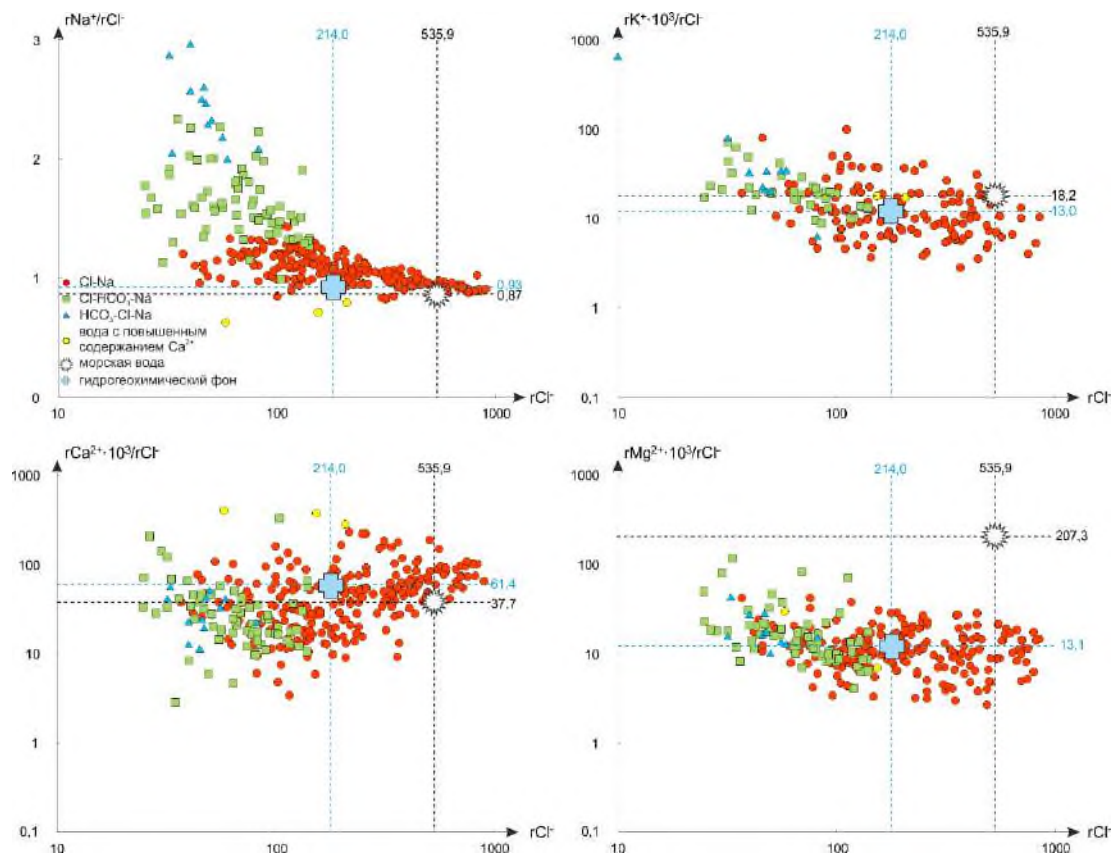


Рисунок 3.19. – Распределение содержаний натрия, калия, кальция и магния, нормированных по хлору к его концентрации в подземных водах ниже-среднеюрского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна.

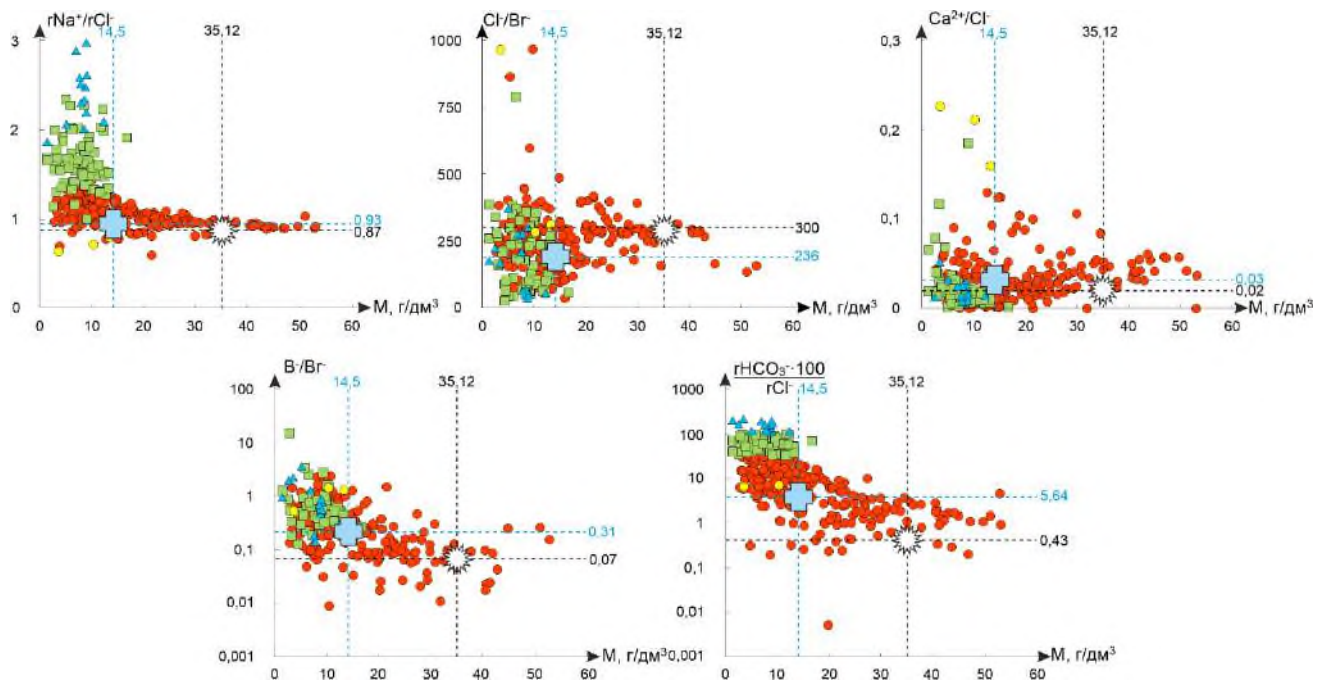


Рисунок 3.20. – Зависимость rNa/rCl, Cl/Br, Ca/Cl, B/Br и (rHCO₃·100)/rCl от величины общей минерализации подземных вод ниже-среднеюрского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна. Условные обозначения см. рис. 3.3.

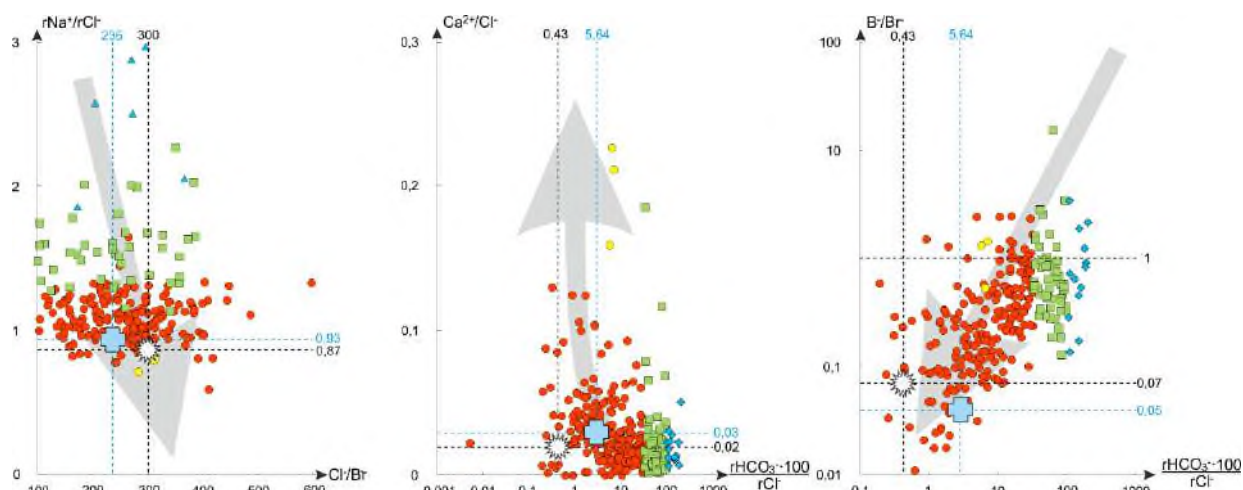


Рисунок 3.21. – Вариация отношений основных генетических коэффициентов в водах нижне-среднеюрского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна. Условные обозначения см. рис. 3.3.

Максимальная мощность палеозойских отложений (на севере изучаемой территории) достигает 3-3,5 км. В структурном плане осевая часть ЗСОБ имеет тенденцию погружения с юга на север. Таким образом в центральной части глубина погружения фундамента достигает 3-5 км, в то время как на севере – до 6-9 км. Следует отметить, что на доюрскую поверхность выходят породы разнообразные как по литологическому составу, так и возрасту. Изученные глубоким бурением доюрские отложения фундамента ЗСОБ представлены тремя типами пород: осадочные (29 %), магматические и метаморфические (суммарно 71 %). Сложность геологических условий доюрских комплексов ЗСОБ нашла свое отражение в гидрогеохимических особенностях вод различной солености и состава в зависимости от вещественного состава водовмещающих отложений.

В целом, в доюрских отложениях Западной Сибири установлены подземные воды и рассолы с величиной общей минерализации от 1,4 до 209,3 г/дм³. Доминируют рассолы хлоридного натриевого состава с величиной общей минерализации 50-70 г/дм³, что можно объяснить отсутствием галогенных формаций в геологическом разрезе, которые широко развиты в прилегающих районах древней Сибирской платформы суммарная мощность которых нередко достигает 400 метров и более (Novikov, 20176). По химическому составу подземные воды и рассолы относятся к хлоридным натриевым (по С.А. Щукареву) (рис. 3.22). Наименее изученной в гидрогеохимическом отношении является северная часть Западной Сибири, где минерализация подземных вод доюрских отложений редко превышает 15-20 г/дм³. Так, на Новопортовском месторождении в юго-восточной части полуострова Ямал выявлены воды Cl-HCO₃ Na состава с величиной общей минерализации до 12 г/дм³ (Новиков, 2005).

Общая минерализация подземных вод изученной части Новопортовской структуры варьирует от 5,3 до 11,9 г/дм³, что значительно ниже, чем в центральной и южной части ЗСОБ, где она варьирует от 35 до 150 г/дм³ (Конторович и др., 2001; Кругликов и др., 1985; Новиков, Лепокуров, 2005; Новиков, 2005; Новиков, 2015; Новиков и др., 2020). Выявлено снижение общей минерализации подземных вод по площади месторождения от максимумов в скв. 210 и 124 в северном и северо-западном направлении (рис. 3.23), что еще раз подтверждает гидрогеологическую разобщенность отдельных блоков фундамента.

По химическому составу воды относятся к хлоридному натриевому или хлоридно-гидрокарбонатному натриевому типам. В катионном составе резко преобладает натрий, составляя до 4,2 г/дм³ (скв. 124 и 217). Среди анионов преобладает хлорид-ион, достигая в отдельных случаях 6,3 г/дм³ (скв. 217). Это является закономерным, так как основу солёности вод как раз и составляют ионы хлора и натрия. Щелочные и щелочноземельные элементы содержатся в значительно более низких концентрациях: калий – 25-388 мг/дм³, при среднем значении 84; натрий – 1,7-4,2 г/дм³, при среднем 3,0; кальций – 8-94 мг/дм³, при среднем 35.

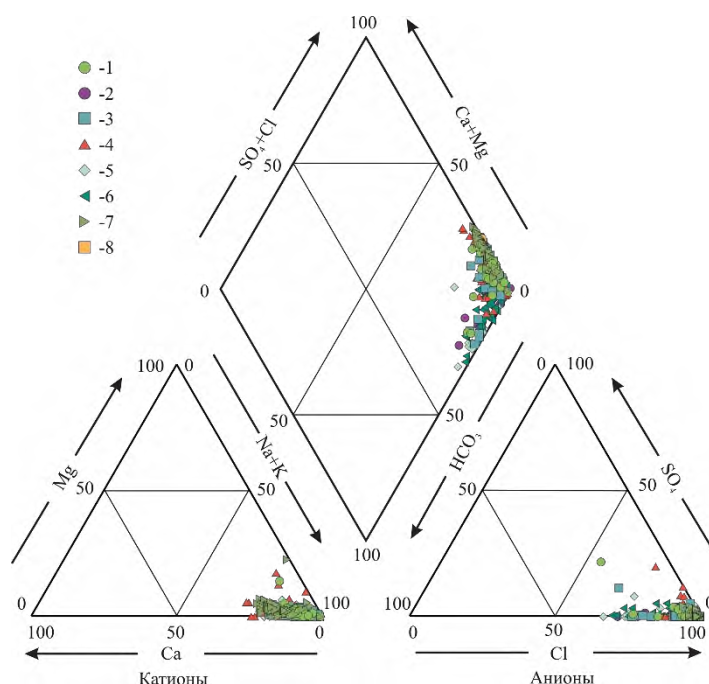


Рисунок 3.22. – Диаграмма Пайпера состава подземных вод и рассолов доюрских комплексов Западно-Сибирского осадочного бассейна (Новиков и др., 2020).

Водоносный комплекс: 1 – нефтегазоносный горизонт зоны контакта; 2 – триасовый; 3 – каменноугольный; 4 – девонский; 5 – силурийский; 6 – ордовикский; 7 – кембрийский; 8 – вендский.

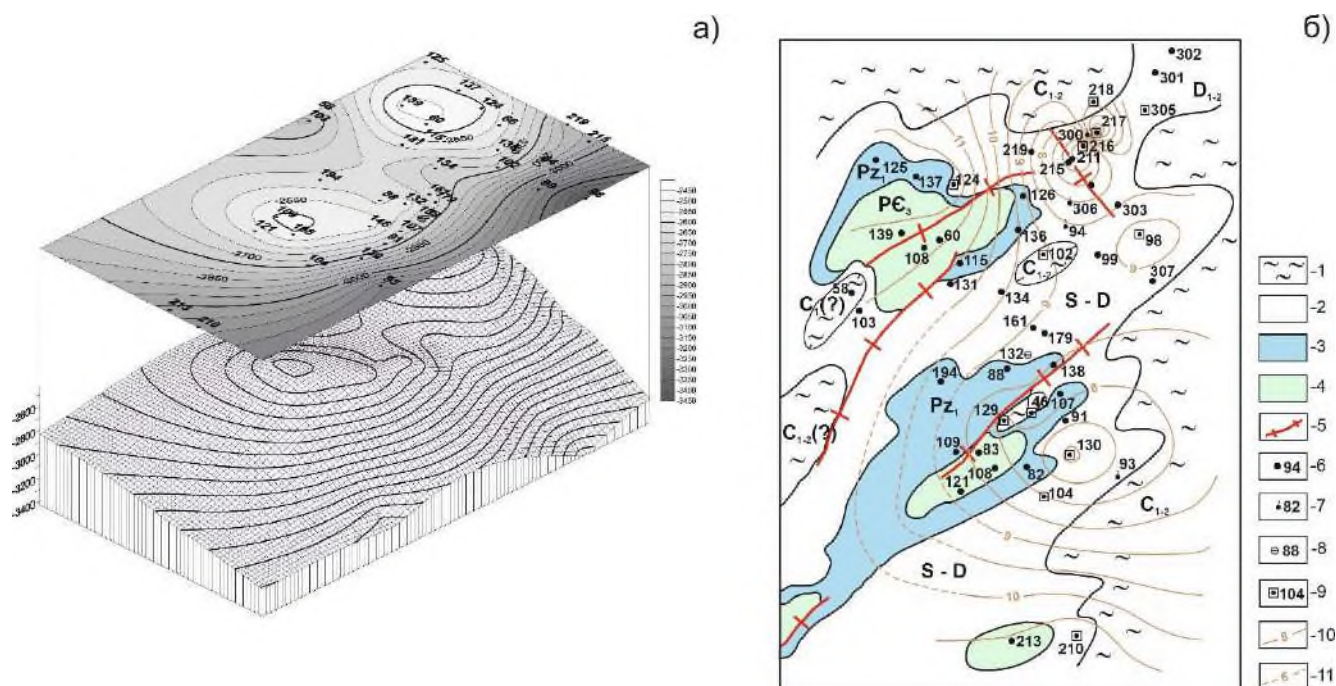


Рисунок 3.23. – Глубина залегания кровли палеозойского фундамента Новопортовского поднятия (а) и схема его геологического строения (по В.С. Бочкареву, 1995, с изменениями) и общей минерализации подземных вод (б) (по Новикову Д.А., 2005).

1 – аргиллиты и мергели; 2 – известняки и доломиты; 3 – метаморфизованные мергели, глинистые сланцы, песчаники; 4 – зеленые сланцы, метапесчаники, фтаниты; 5 – предполагаемые разломы; глубокие скважины, вскрывшие палеозой: 6 – с керном; 7 – давшие приток газа; 8 – без керна; 9 – с гидрохимическим опробованием; изоминеры, г/дм³: 10 – достоверные; 11 – предполагаемые.

Наибольший интерес представляет низкая минерализация подземных вод палеозойских образований Новопортовской структуры по сравнению с центральными и юго-восточными частями ЗСОБ и возможные причины этого явления. В генетическом отношении изученные подземные воды можно отнести к смеси различных типов с широким диапазоном вариации величин генетических коэффициентов. Так, величина rNa/rCl коэффициента варьирует от 1,03 до 1,57; Cl/Br от 225 до 448; $rNa/(rCa+rMg)$ от 52 до 395; $(SO_4 \cdot 100)/Cl$ от 0,31 до 20,80; $(HCO_3 \cdot 100)/Cl$ от 9 до 87 (Новиков, 2005). Можно говорить о доминировании в смеси древних инфильтрационных вод, а также о возможном дополнительном ее опреснении конденсатогенными водами во время формирования газоконденсатной залежи в среднепалеозойских глинистых известняках и кавернозных доломитах (пласт М). Незначительные объемы седиментогенных вод могли проникнуть в водонапорную систему в раннем тоаре, когда произошла крупнейшая трансгрессия моря, обусловленная повышением уровня Мирового океана (Конторович, Сурков, 2000). В дальнейшем это не могло существенным образом сказаться на превалировании древних инфильтрационных вод во всем объеме системы, поскольку район исследований расположен на незначительном удалении от окраины Западно-Сибирской плиты (Беляев и др., 1999) и

современной области питания (Щучьинский выступ). От структур Щучьинского выступа, расположенного в 150 км к западу от месторождения, фундамент погружается в восточном направлении и уже на Новопортовской структуре залегает на глубине от 2,5 до 3,5 км, а далее в пределах Большехетской мегасинеклизы в интервале 4,1-5,8 км (Конторович и др., 2001).

Как показали результаты обобщения имеющегося гидрогеохимического материала, подземные воды доюрских комплексов изучаемого региона и ЗСОБ в целом, находятся на начальной стадии метаморфизации химического состава (Novikov, 2017a; Новиков и др., 2020).

Ионно-солевой состав изученных водоносных комплексов мела, юры и триас-палеозойских образований контролируется величиной общей минерализации и распределением основных макрокомпонентов. Наблюдается латеральная зональность в изменении химических типов подземных вод. Наименее минерализованные воды с величиной общей минерализации до 2-3 г/дм³ гидрокарбонатно-хлоридного натриево-кальциевого состава доминируют в периферийных районах ЗСОБ, где расположены современные области питания. По мере продвижения к осевой части бассейна с увеличением гидрогеологической закрытости недр растет величина общей минерализации подземных вод, а их состав меняется на хлоридный натриевый.

3.2. Микрокомпоненты

Изучение особенностей распределения микрокомпонентов в природных объектах и в первую очередь в системе вода-порода-газ-органическое вещество довольно давно проводится в связи с необходимостью решения целого ряда фундаментальных и прикладных задач. Микрокомпоненты характеризуются относительно высокой информативностью при освещении общих вопросов геохимии, природных парагенетических связей различных показателей, обосновании генетических моделей и построения на их основе методических приемов и способов оценки нефтегазоносности различных объектов (Матусевич и др., 2005).

Геохимическими исследованиями в пределах ЗСОБ был установлен процесс рассеяния отдельных составляющих залежей, который осуществляется в вертикальном и латеральном направлениях и происходит в газообразной и жидкой фазах в пластовые воды и породы (коллекторы и покрышки). В результате формируются зоны восстановления пород, характеризующиеся интенсивным разложением алюмосиликатов, аутигенным минералообразованием (Florence, Batley, 1977; Прокопьева, 1977; Прокопьева, 1978; Щепеткин, Рыльков, 1984; Прокопьева, Ставицкий, 1988; Прокопьева, 1988) и появлением водных ореолов рассеяния за счет диффузионного перемещения различных компонентов из углеводородных залежей (микрокомпонентов, водорастворенных органических веществ) и изоморфных примесей вмещающих пород (Катченков, Флегонтова, 1964; Конторович и др., 1975; Матусевич, 1976; Севастьянов, 1992).

Главным аспектом изучения микрокомпонентов в водах осадочных бассейнов выступает нефтегазопроисловый, который однозначно подтвержден выявлением высоких концентраций микрокомпонентов в водах районов с высокой степенью нефтегазоносности (региональный и зональный прогнозы) и открытием водных ореолов рассеяния микрокомпонентов в приконтурной зоне водоносных пластов (локальный прогноз нефтегазоносности) (Матусевич и др., 2005).

Появление высокочувствительных аналитических методов масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) позволило в полной мере получить представление о распространённости многих химических элементов в подземных водах нефтегазоносных отложений ЗСОБ. Так, распределение микрокомпонентов в водах основных водоносных горизонтов изучаемого региона в ряду от лития до урана представлено в таблице 3.8 и на рисунках 3.24-3.25а. Для сравнительного анализа были привлечены материалы по микрокомпонентному составу подземных вод окислительной геохимической обстановки области питания на юге ЗСОБ (Новиков и др., 2018; Novikov et al., 2021; Новиков и др., 2022; Novikov et al., 2023; Максимова и др., 2023).

Одним из первых геохимическую классификацию химических элементов предложил В.М. Голдшмидт в 1937 году (Goldschmidt, 1937). В ней он сгруппировал химические элементы в зависимости от их источников на: литофильные (Al, B, Ba, Be, Br, Ca, Cl, Cr, Cs, F, I, Hf, K, Li, Mg, Na, Nb, O, P, Rb, Sc, Si, Sr, Ta, Ti, V, Y, Zr, W, актиноиды Th и U, (см. раздел 3.1.4), лантаноиды или редкоземельные элементы (см. раздел 3.1.3)), сидерофильные (Mn, Fe, Co, Ni, Mo, Ru, Rh, Pd, W, Re, Os, Ir, Pt, Au), халькофильные (Ag, As, Bi, Cd, Cu, Ga, Ge, Hg, In, Pb, S, Sb, Se, Sn, Te, Tl и Zn) и атмосферофильные или летучие (H, C, N и благородные газы). Помимо этой, были предложены геохимические классификации В.И. Вернадским в 1927 году, А.Е. Ферсманом в 1932 году и А.И. Заварицким в 1950 году. Основой большинства из них выступила Периодическая система химических элементов Д.И. Менделеева.

Сравнительный анализ средних спектров распределения микрокомпонентов в подземных водах контрастных геохимических обстановок в резко восстановительной для севера и окислительной для юга рис. 3.25а показал существенные различия. Как правило, все пики концентраций для вод нефтегазоносных отложений значительно выше, чем в инфильтрационных водах южной части ЗСОБ на один-два математических порядка, а для цинка, брома, стронция, йода и бария еще больше. Лишь уран отличается более высокими концентрациями в водах окислительных геохимических обстановок, где он мигрирует в виде уранил-иона. Усредненный микрокомпонентный состав подземных вод мезозойских нефтегазоносных отложений (в условиях восстановительной геохимической обстановки) можно представить в виде следующего

Таблица 3.8. – Распределение микрокомпонентов в подземных водах основных водоносных комплексов северных районов ЗСОБ, мкг/дм³.

Элемент	Окислительная геохимическая обстановка (юг ЗСОБ)	Восстановительная геохимическая обстановка (водоносные комплексы)				
		Апт-альб-сеноманский	Неокомский	Верхнеюрский	Нижне-среднеюрский	Доюрские
Li	0,33-40 (9)	6-41800 (2470)	8-4670 (805)	342-10466 (3072)	6-3066 (1512)	691-4694 (2947)
B	0,5-590 (116)	34-12300 (4610)	38-142364 (15348)	85-28297 (8832)	180-24120 (3115)	1835-17480 (8930)
Al	0,002-4500 (38)	1-41200 (1730)	1-24910 (413)	19-214 (67)	5-693 (216)	9-120 (39)
Si	257-17634 (6666)	0,6-185123 (19580)	367-376039 (29535)	1138-29851 (9900)	2910-34510 (22482)	18543-22360 (18058)
P	0,5-4853 (137)	5-31500 (3451)	1-3982 (217)	20-356 (120)	13-962 (328)	17-1112 (427)
Sc	0,05-7 (1)	0,1-14 (3)	0,03-105 (3)	0,07-4 (1)	0,2-2 (1)	0,4-4 (2)
Ti	0,1-44 (2)	0,1-381 (47)	0,05-73 (7)	0,05-24 (5)	0,1-2 (6)	0,1-9 (4)
V	0,002-32 (1)	0,1-104 (14,0)	0,1-172 (9)	0,1-51 (12)	4-31 (11)	10-87 (36)
Cr	0,4-44 (6)	1-1272 (118)	0,2-6510 (125)	2-47 (15)	2-90 (17)	0,2-7 (4)
Mn	0,03-6460 (386)	24-122604 (6140)	1-43272 (1500)	145-1257 (549)	360-3325 (1242)	186-2453 (724)
Fe	2-123834 (1698)	116-61065 (37961)	129-482640 (16100)	883-37167 (8542)	810-69795 (18843)	437-24510 (9023)
Co	0,02-136 (1)	0,001-419 (21)	0,001-250 (7)	0,001-9 (3)	1-137 (40)	0,3-10 (3)
Ni	0,02-29 (2)	0,3-1264 (133)	0,3-554 (51)	6-2507 (415)	5-176 (90)	22-1053 (244)
Cu	0,01-93 (4)	0,4-2190 (131)	0,1-972 (29)	6-71 (25)	5-260 (50)	3-48 (16)
Zn	0,02-487 (14)	0,1-65672 (2457)	0,1-32588 (565)	0,1-558 (272)	11-3266 (1027)	10-5143 (1203)
Ga	0,0004-2 (0,04)	0,01-29 (3)	0,01-11 (0,4)	0,02-0,4 (0,1)	0,1-1,3 (1)	0,1-0,4 (0,24)
Ge	0,0003-1 (0,04)	0,01-8 (1)	0,1-169 (30)	0,1-17 (3)	0,1-10 (4)	3-9 (7)
As	0,01-300 (7)	1-361 (15)	0,03-100 (3)	0,4-13 (5)	2-9 (4)	6-137 (50)
Se	0,05-22 (1)	0,3-180 (65)	0,3-170 (46)	0,1-331 (95)	4-91 (38)	72-450 (185)
Br	2-445 (52)	43-43764 (19403)	10-54833 (13946)	57-137437 (4187)	481-87181 (41800)	54425-104067 (85962)
Rb	0,02-30 (1)	1,3-365 (61)	0,2-290 (87)	2-736 (195)	5-410 (178)	106-993 (629)
Sr	131-5692 (752)	83-231706 (45876)	12,-256082 (33973)	111-595774 (200208)	1370-64360 (13963)	3904-264302 (136378)
Y	0,0003-17 (0,1)	0,01-30 (2)	0,002-83 (2)	0,03-3 (0,9)	0,03-1 (0,3)	0,1-1,4 (1)
Zr	0,0008-18 (0,2)	0,003-11 (1)	0,01-69 (1)	0,01-0,2 (0,1)	0,02-11 (2)	0,1-1 (0,4)
Nb	0,0004-4 (0,03)	0,01-7 (2)	0,004-1 (0,1)	0,004-0,4 (0,1)	0,1-0,1 (0,1)	0,01-0,3 (0,1)
Mo	0,006-43 (2)	0,02-85 (8)	0,02-69 (6)	0,2-3 (1)	1-61 (27)	1-42 (16)
Ru	0,09-262 (14)	0,002-1 (0,1)	0,004-1 (0,1)	0,004-3 (1)	0,01-0,2 (0,04)	0,1-2 (1)
Rh	0,9-282 (22)	0,003-3 (0,7)	0,01-4 (1)	0,002-9 (3)	0,03-1 (0,2)	0,03-7 (3)
Pd	0,1-143 (8)	0,01-0,32 (0,1)	0,001-1 (0,1)	0,002-0,3 (0,1)	0,02-0,1 (0,1)	0,04-1 (0,3)
Ag	0,1-1345 (60)	0,001-1 (0,2)	0,002-8 (1)	0,003-2 (0,4)	0,2-1 (1)	1-8 (5)
Cd	0,0002-16 (0,1)	0,006-141 (40)	0,002-19 (1)	0,1-1 (0,3)	0,01-2,3 (0,4)	0,01-1 (0,1)
Sn	0,2-2143 (15)	0,01-6 (6)	0,01-5 (0,3)	0,1-2 (1)	0,01-2 (0,3)	0,01-0,3 (0,3)
Sb	0,001-22 (0,4)	0,01-4 (0,5)	0,01-3 (0,3)	0,1-0,6 (0,2)	0,1-1 (0,3)	0,2-2 (1)
Te	0,001-207 (0,48)	0,02-33 (4)	0,01-58 (3)	0,003-35 (7)	1-87 (22)	1-41 (15)
I	1-731 (58)	126-212209 (44509)	87-182730 (34522)	30-66420 (22667)	1650-124820 (28884)	25248-146434 (82263)
Cs	0,006-2 (0,1)	0,01-46 (5)	0,03-68 (21)	0,2-127 (27)	1-116 (15)	29-497 (267)
Ba	39-5158 (79)	22-60881 (13888)	14-78241 (11176)	366-847755 (157995)	569-103194 (3162)	823-115517 (50330)
Hf	0,0001-0,3 (0,008)	0,004-0,4 (0,1)	0,0001-1 (0,1)	0,004-0,01 (0,004)	0,02-0,03 (0,02)	-
Ta	0,0001-0,8 (0,006)	0,0004-0,1 (0,04)	0,001-0,1 (0,03)	0,002-0,2 (0,1)	0,01	0,1-0,2 (0,1)
W	0,0003-50 (0,1)	0,004-63 (6)	0,004-80 (5)	0,1-3 (1)	0,1-311 (34)	0,02-33 (13)
Tl	0,0001-0,4 (0,01)	0,002-0,5 (0,06)	0,001-2 (0,1)	0,02-3 (0,4)	0,02-0,2 (0,1)	0,1-6,21 (2)
Pb	0,001-57 (0,5)	0,01-360 (27)	0,003-500 (8)	0,02-68 (12)	1-856 (144)	0,1-83 (14)
Bi	0,0001-720 (0,02)	0,01-0,7 (0,1)	0,001-1 (0,1)	0,01-2 (0,3)	0,01-0,03 (0,02)	0,04-1 (0,3)
Th	0,0002-2 (0,01)	0,01-7 (0,4)	0,002-6 (0,1)	0,01-0,2 (0,1)	0,03-0,1 (0,1)	0,1-0,2 (0,1)
U	0,003-348 (18)	0,001-2 (0,2)	0,001-5 (0,1)	0,001-0,1 (0,03)	0,01-0,1 (0,04)	0,01-0,1 (0,04)
Число анализ ов	454	57	123	31	15	15

Примечание: предельные значения (среднее арифметическое).

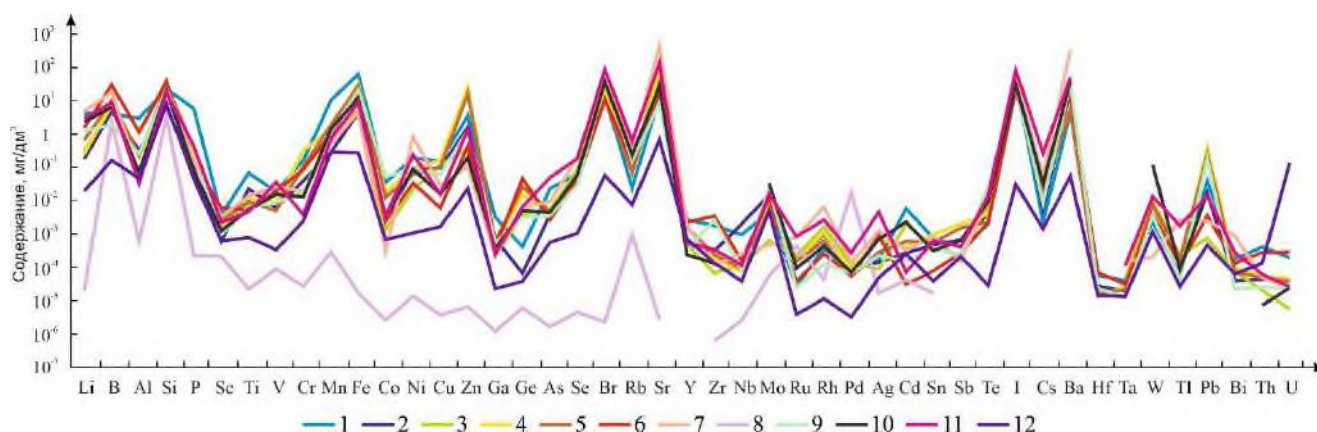


Рисунок 3.24. – Распределение микрокомпонентов в подземных водах нефтегазоносных отложений северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Возраст водовмещающих отложений: мезозойские: 1 – сеноман; 2 – альб; 3 – апт; 4 – готерив; 5 – валанжин; 6 – берриас; 7 – оксфорд; 8 – келловей; 9 – бат; 10 – аален; 11 – доюрские; 12 – инфильтрационные воды области питания на юге ЗСОБ.

ряда от большего к меньшему (мкг/дм³): $Sr_{49941} > I_{36954} > Si_{24804} > Ba_{24082} > Br_{21879} > Fe_{21207} > B_{11054} > Mn_{2594} > Li_{1511} > Zn_{1057} > P_{1035} > Al_{683} > Rb_{116} > Cr_{105} > Ni_{104} > Se_{58} > Cu_{56} > Cs_{27} > Pb_{23} > Ge_{20} > Ti_{17} > Co_{13} > V_{11} > As_{8,50} > Mo_{7,49} > W_{6,48} > Te_{4,46} > Ce_{3,66} > Eu_{2,78} > Sc_{2,68} > Hg_{2,16} > Nd_{2,15} > La_{1,78} > Sm_{1,56} > Y_{1,35} > Cd_{1,34} > Zr_{1,06} > Rh_{0,81} > Ga_{0,81} > Pr_{0,47} > Gd_{0,46} > Be_{0,42} > Dy_{0,36} > Sn_{0,35} > Sb_{0,34} > Ag_{0,33} > Nb_{0,24} > Th_{0,20} > Ru_{0,19} > Au_{0,18} > Tl_{0,17} > Er_{0,15} > Yb_{0,14} > U_{0,13} > Bi_{0,08} > Pd_{0,08} > Ho_{0,07} > Tb_{0,07} > In_{0,05} > Hf_{0,04} > Lu_{0,03} > Tm_{0,026} > Ta_{0,02} > Re_{0,01} > Pt_{0,01} > Os_{0,01} > 0,01 > Ir_{0,01}$.

Спектры распределения на рис. 3.25а в большей мере отражают распространенность химических элементов, а не их концентрирование в водах нефтегазоносных отложений. Отношение содержаний химических элементов в подземных водах к кларкам горных пород верхней части континентальной коры, через коэффициент концентрации – $K_k = (m_x/n_x)$, где m_x – содержание элемента в воде; n_x – кларк литосферы в г/т (Григорьев, 2009) показало, что в наибольшей степени изученные воды обогащены биогенными элементами: йодом, бромом, селеном и бором (рис. 3.25б).

Впервые попытка интерпретации содержаний металлов в водах была сделана М.С. Гуревичем (Гуревич, 1961), который с позиций метода кларков концентрации А.Е. Ферсмана предложил новую геохимическую таблицу элементов – диаграмму подземных вод, где они группировались с учетом их энергетических свойств. С точки зрения критериев нефтегазоносности, согласно результатам М.С. Гуревича, металлы в водах в подавляющем большинстве представляют аномалии отрицательного знака. К иным выводам пришел А.Э. Конторович (Конторович, 1963), который на основании сопоставления средних содержаний многих металлов в водах приконтурной и законтурной зон наметил связь их повышенного содержания с нефтегазоносностью недр (Матусевич, 1976).

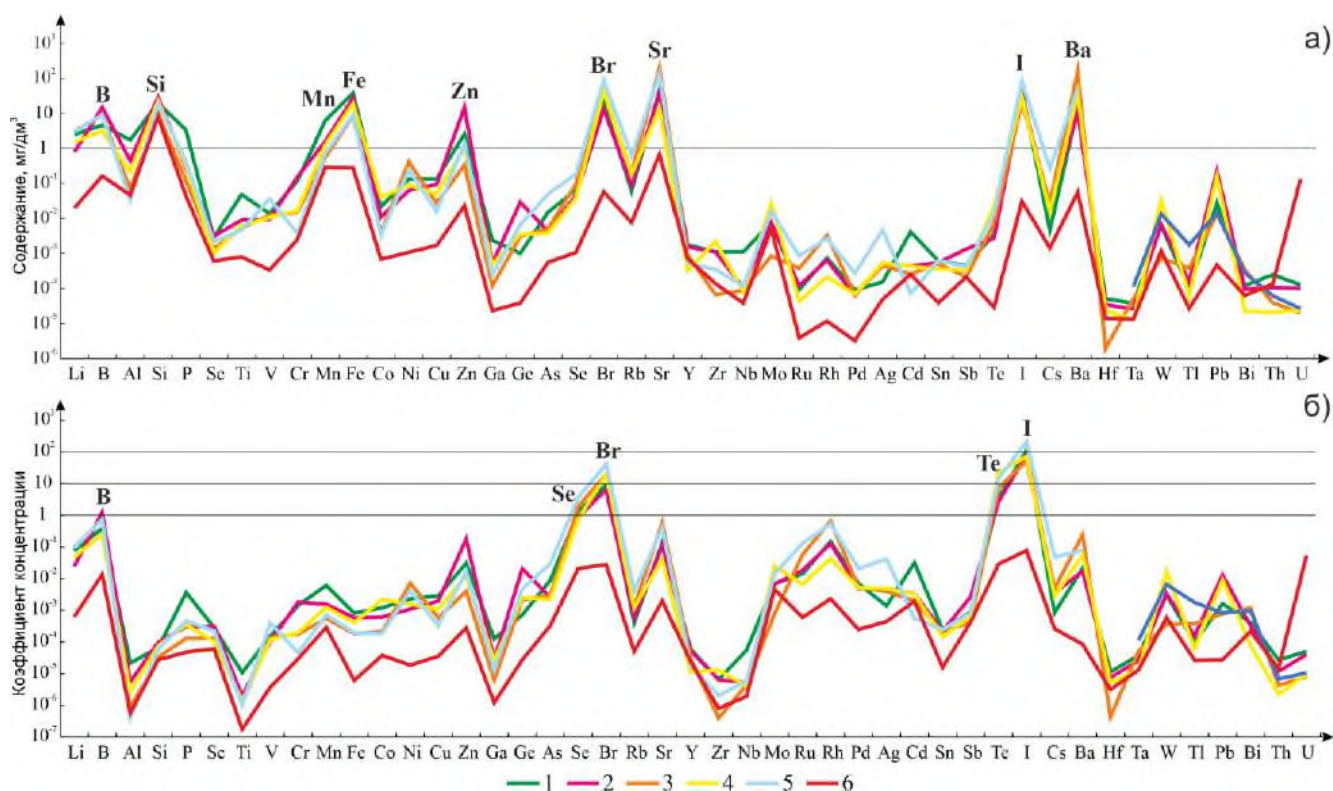


Рисунок 3.25. – Распределение средних концентраций микрокомпонентов (а) и коэффициентов концентрации (б) в подземных водах основных водоносных комплексов северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Водоносные комплексы: 1 – апт-альб-сеноманский, 2 – неокомский, 3 – верхнеюрский, 4 – нижне-среднеюрский, 5 – триас-палеозойский. 6 – инфильтрационные воды области питания на юге ЗСОБ.

Гидрогеохимический метод поисков УВ-залежей основан на изучении формирования ореолов рассеяния водорастворенного органического вещества и микрокомпонентов в водах вблизи УВ-скоплений. Как показывает многолетний опыт таких исследований (Катченков, Флегонтова, 1964; Матусевич, 1976; Florence, Batley, 1977; Прокопьева, 1978; Захаров, Новиков, 2010; Новиков, 2012; Новиков, 2013; Новиков, 2015; Новиков, Кох, 2017; Новиков, 2018; Новиков и др., 2019; Новиков, Борисов, 2021а; Новиков, Борисов, 2021б) наиболее информативными являются ароматические и алифатические углеводороды (бензол, толуол, пара-, мета-, ортоксилы, гексан, этилбензол, октан, нонан, декан, легкие УВ и др.), органические кислоты и комплекс микрокомпонентов (Ti, Mn, Zn, V, Ni, Co, Cr, Cu, Sc, Y, Yb, Cd, Al, Nb, Sr, Ba, Hg и т.д.). Этот комплекс микрокомпонентов генетически связан с УВ-залежами, однако природа накопления их в подземных водах различная в разных группах показателей, что позволяет решать широкий круг задач, связанных с обоснованием нефтегазоносности различных объектов. В.М. Матусевич (Матусевич, 1976; Матусевич и др., 2005) особое внимание отводил поисковому значению Σ халькофильных (Cu, Zn, Pb, Sn) и Σ сидерофильных (Ti, Mn, V, Ni, Cr, Co)

микрокомпонентов в подземных водах нефтегазоносных отложений ввиду их широкого распространения в водах продуктивных и «пустых» структур.

Так, медь обнаружена во всех изученных пробах, что определяется ее высокой миграционной способностью в виде металлоорганических комплексов, составляющих от 30 до 90 %. Максимальные концентрации до $2,19 \text{ мг/дм}^3$ установлены в водах апт-альб-сеноманского комплекса на Ен-Яхинской площади. Содержания меди в приконтурных водах нефтяных залежей находятся в прямой корреляции с ее концентрациями в нефтях. Встречаемость цинка в подземных водах нефтегазоносных отложений находится в пределах 64-84 %, средние концентрации высокие, в отдельных случаях достигают более $5,0 \text{ мг/дм}^3$ в водах апт-альб-сеноманского комплекса на Уренгойской, Ен-Яхинской, Ямбургской и Лодочной площадей; неокомского комплекса на Уренгойской и Юганской площадей (см. табл. 3.8). Широкому распространению цинка в водах способствует его высокая миграционная способность, как в форме простых ионов, так и виде комплексных металлоорганических соединений. Интересно отметить, что контрастные ореолы рассеяния цинка в подземных водах вблизи УВ залежей зафиксированы в различных нефтегазоносных районах на разных стратиграфических уровнях. Наиболее изученным объектом в этом отношении являются подземные воды валанжинских отложений «Большого Уренгоя». При невысоких средних содержаниях цинка в подземных водах продуктивных (355 мкг/дм^3) и непродуктивных (41 мкг/дм^3) объектов контрастность равна 9. Гидрогеологический разрез Уренгойского района примечателен тем, что в водах непродуктивных горизонтов обнаружены очень низкие концентрации цинка. Встречаемость свинца в подземных водах нефтегазоносных отложений изучаемого региона достигает 76 %, а олова 42 %. Максимальные средние концентрации свинца и олова обнаружены в водах Варьеганского НГР, уменьшаясь в северном направлении достигая минимальных величин в Ярудейском и Надымском районах. Общие закономерности распределения свинца и олова в подземных водах нефтегазоносных отложений изучаемого региона, как и всех изученных халькофильных элементов, находятся в соответствии с изменениями фазового и химического состава УВ залежей: снижение микрокомпонентов в ряду нефтяные – нефтегазоконденсатные – газоконденсатные с нефтяной оторочкой – газоконденсатные – газовые залежи. Однако распределение каждого микрокомпонента имеет свои особенности.

Так, вариацию Σ халькофильных (Cu, Zn, Pb, Sn) элементов в подземных водах апт-альб-сеноманского, неокомского и юрских комплексов можно видеть на рисунках 3.26-3.28. Установлено, что в наибольшей мере ими обогащены воды апт-альб-сеноманского комплекса в

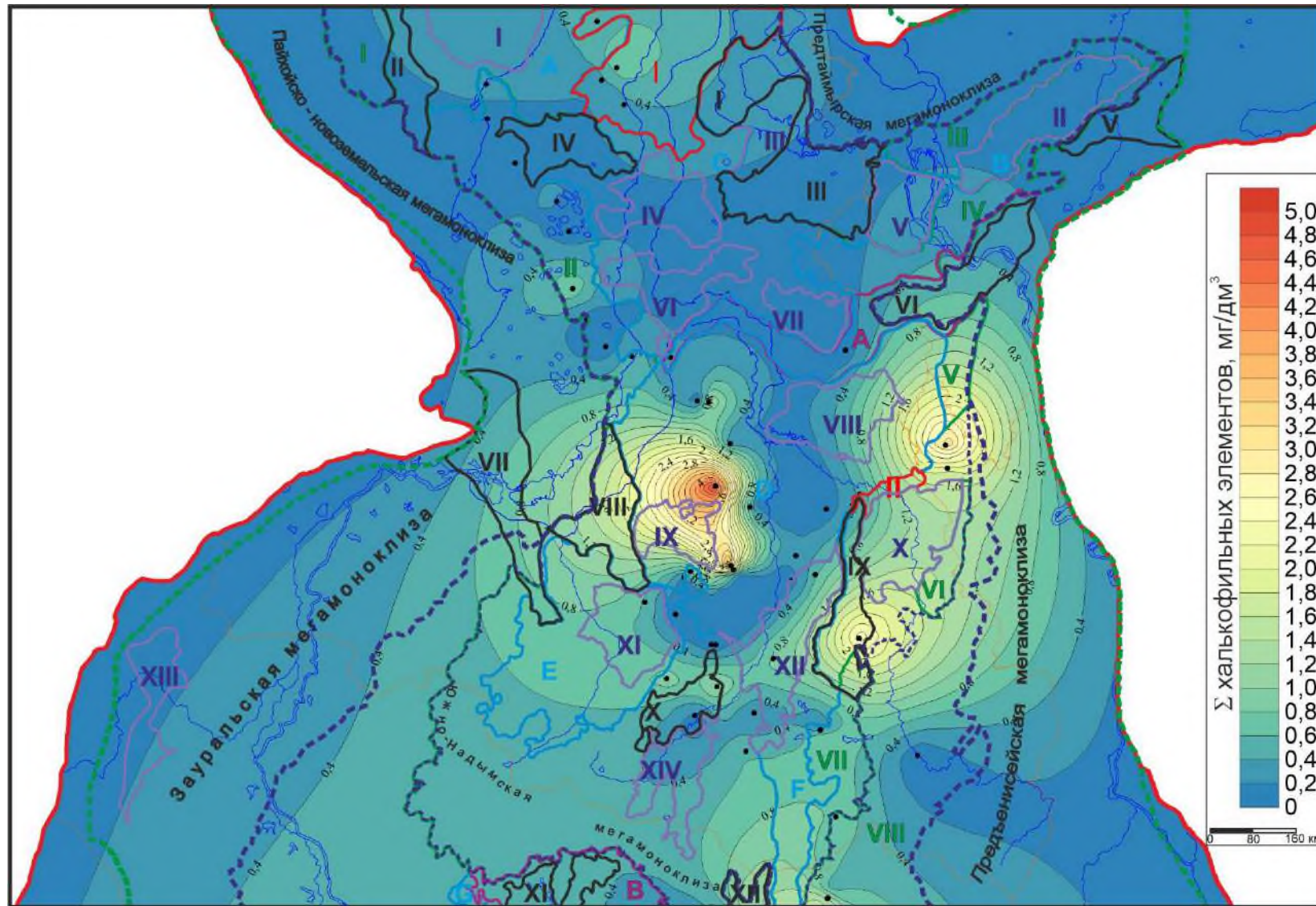


Рисунок 3.26. – Карта концентраций Σ халькофильных (Cu, Zn, Pb, Sn) элементов в подземных водах апт-альб-сеноманского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна. Перечень тектонических элементов см. рис 2.4-2.5.

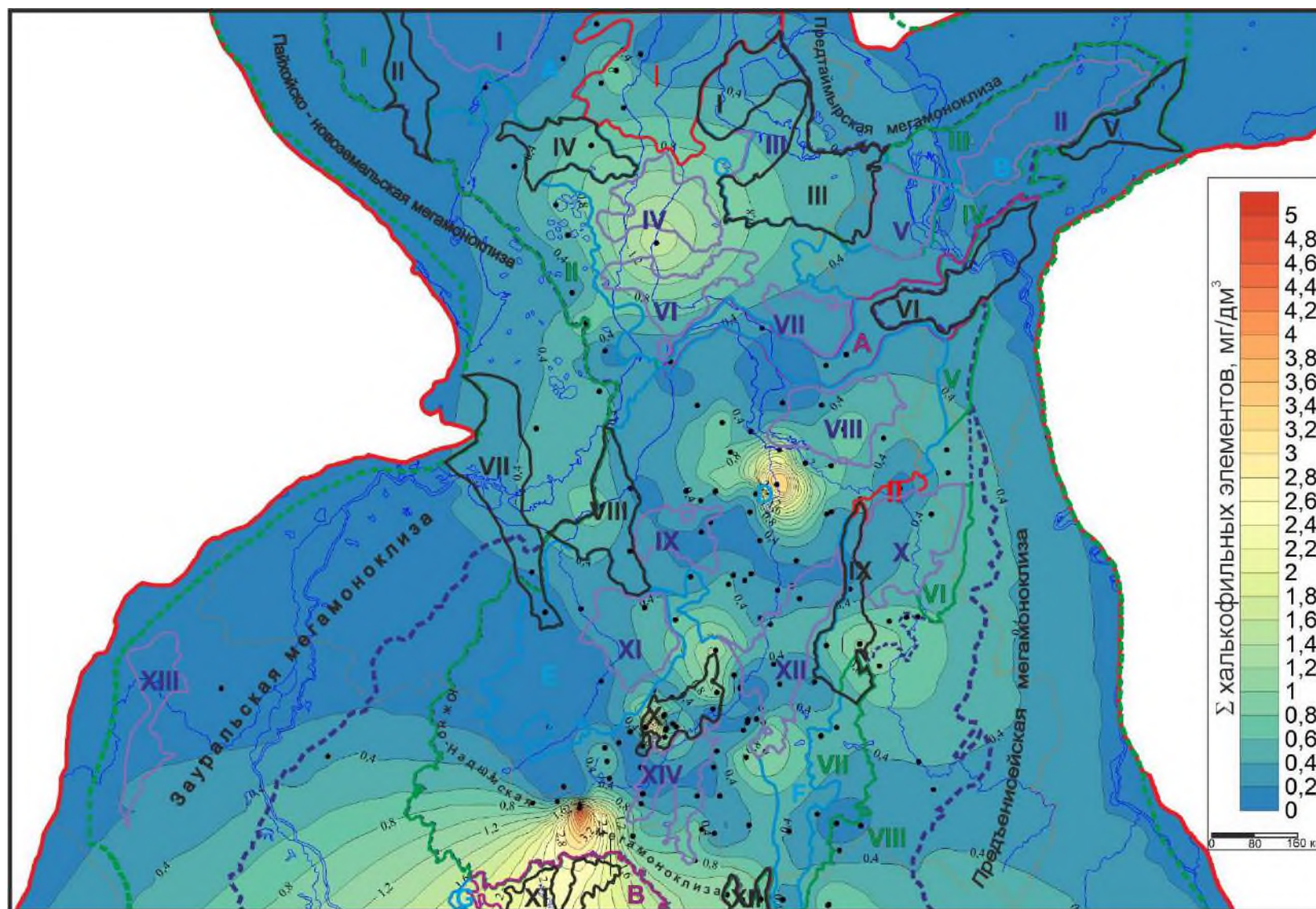


Рисунок 3.27. – Карта концентраций Σ халькофильных (Cu, Zn, Pb, Sn) элементов в подземных водах неокомского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна. Перечень тектонических элементов см. рис 2.4-2.5.

северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна. Перечень тектонических элементов см. рис 2.4-2.5.

пределах Тогульского мезомыса, южного склона Часельского наклонного мезавала и центральных районов Большехетской мегасинеклизы (Центрально-Уренгойский мезовал, Песцовый вал) (см. рис. 3.26). В пределах неокомского водоносного комплекса гидрогеохимические аномалии выявлены в водах Геофизического мезовала, центральных районов Большехетской мегасинеклизы (Хаддутейский прогиб) и Лукьявинского наклонного мезовала (см. рис. 3.27). Подземные воды юрских водоносных комплексов в региональном плане в большей мере обогащены халькофильными элементами (см. рис. 3.28). Так, основные гидрогеохимические аномалии приурочены к структурам Новопортовского вала, Тогульского мезомыса, Уренгойского куполовидного поднятия, центральных районов Красноселькупской моноклизы, Северного свода, Восточно-Пурпейского прогиба, Потымецкого наклонного вал и др.

К сидерофильным относится большая группа элементов, широко распространены природные соединения с серой и мышьяком (сульфиды, арсениды), с кислородом (оксиды и гидроксиды). Рассмотрим, наиболее полно изученные нами титан, марганец, хром, ванадий, никель и кобальт. Примерно 90 % от Σ сидерофильных элементов составляют содержания марганца. Хром, ванадий и никель присутствуют в одном пределах, кобальт встречается реже и в меньших количествах (см. табл. 3.8). В изученных подземных водах титан обнаружен во всех пробах в количестве от 0,1 до 381 мкг/дм³. Необходимо отметить наличие контрастных ореолов рассеяния титана вблизи нефтяных залежей. Вблизи газоконденсатных залежей различия вод продуктивных и непродуктивных отложений по средним содержаниям титана невелики. Марганец обнаружен во всех пробах воды, его содержание варьирует от единиц мкг/дм³ до 122,6 мг/дм³. Наличие водных ореолов рассеяния марганца вблизи жидких УВ скоплений говорит о процессах обогащения вод марганцем в зоне ВНК за счет выщелачивания и растворения жидких УВ и пород на контакте вода-порода-УВ с контрастностью ореолов от 1,1 до 4. Ванадий и хром обнаружены в 98 % проанализированных проб, концентрации первого варьируют от 0,1 до 172 мкг/дм³, а второго от 1 до 6510 мкг/дм³. Воды меловых комплексов в большей мере обогащены хромом, чем юрских. Средние концентрации хрома значительно выше содержаний ванадия от 1 до 14 раз (см. табл. 3.8). Никель обнаружен во всех проанализированных пробах воды, где его содержание варьирует от 0,3 до 2507 мкг/дм³. Ореолы рассеяния никеля в подземных водах наблюдаются, как и рассмотренных выше сидерофильных элементов, только вблизи УВ залежей Варьеганского и Вэнгапуровского НГР. На уровне ГВК газовых и газоконденсатных залежей отсутствуют различия по его содержанию в водах продуктивных и непродуктивных пластов. Распространенность кобальта в подземных водах достигает 99 %, что обязано появлению новых аналитических методов ИСП-МС, поскольку ранее фиксировались его содержания примерно в 4

% проб (Матусевич и др., 2005). Концентрации кобальта изменяются в диапазоне от 0,001 до 419 мкг/дм³.

Рассмотрим особенности Σ сидерофильных (Ti, Mn, V, Ni, Cr, Co) элементов в подземных водах апт-альб-сеноманского, неокомского и юрских комплексов (рис. 3.29-3.31). Во многом выявленные аномалии совпадают с установленным выше распределением Σ халькофильных (Cu, Zn, Pb, Sn) элементов. Так, в подземных водах апт-альб-сеноманского водоносного комплекса повышенные концентрации трассируют структуры Северо-Тамбейского мезовала, большей части Большехетской мегасинеклизы, Южно-Русского вала и южных районов Южно-Надымской мегамоноклизы (рис. 3.29). В подземных водах неокомского комплекса высокие концентрации сидерофильных элементов установлены на структурах Северо-Тамбейского и Среднемессояхского мезовалов, центральных районов Большехетской мегасинеклизы, западного склона Северного свода, Коллективного куполовидного поднятия и Верхнеянгунской впадины (рис. 3.30). Подземные воды юрских водоносных комплексов практически отличаются высокими концентрациями Σ (Ti, Mn, V, Ni, Cr и Co). Суммарные содержания менее 0,5 мкг/дм³ характеризуют воды периферийных районов ЗСОБ, прилегающих районов Енисей-Хатангского осадочного бассейна, Южно-Карской мегаседловины и большей части Пайхойско-Новоземельской мегамоноклизы. Во внутренних районах изучаемой территории пониженные концентрации сидерофильных элементов также установлены в водах Пякупурско-Ампутинского наклонного мегапрогиба и северных районов Надымской гемисинеклизы (рис. 3.31).

С начала нефтегазопромысловых работ в Западной Сибири, среди микрокомпонентов большое внимание уделялось изучению распределения в подземных водах брома, йода, окиси бора и стронция. Это даёт в настоящее время возможность рассмотреть этот огромный фактический материал для оценки ресурсной базы гидроминерального сырья. При огромном разнообразии факторов, контролирующих их концентрации в подземных водах определяющим будет степень их катагенетических изменений после захоронения при взаимодействии в системе вода-порода. Так, ряды распределения в обобщенном виде приведены на рисунке 3.32. Видно, что в большинстве геохимических совокупностей рекомендуемые минимальные промышленные концентрации попутных компонентов, значительно превышены, мг/дм³: йод > 10; бром > 200; окись бора > 250; стронций > 300. В наибольшем числе изученных объектов установлены концентрации выше минимальных промышленных по йоду (> 3000), окиси бора (> 500), стронцию (> 50) и бромю (> 20).

К сожалению, в настоящее время в Российской Федерации отсутствует нормативная база, регламентирующая добычу и постановку на Государственный баланс гидроминерального сырья (Новиков и др., 2024). Одним из сдерживающих факторов по ее развитию является отсутствие на оцениваемых объектах длительных и дорогостоящих гидродинамических исследований. Ведь

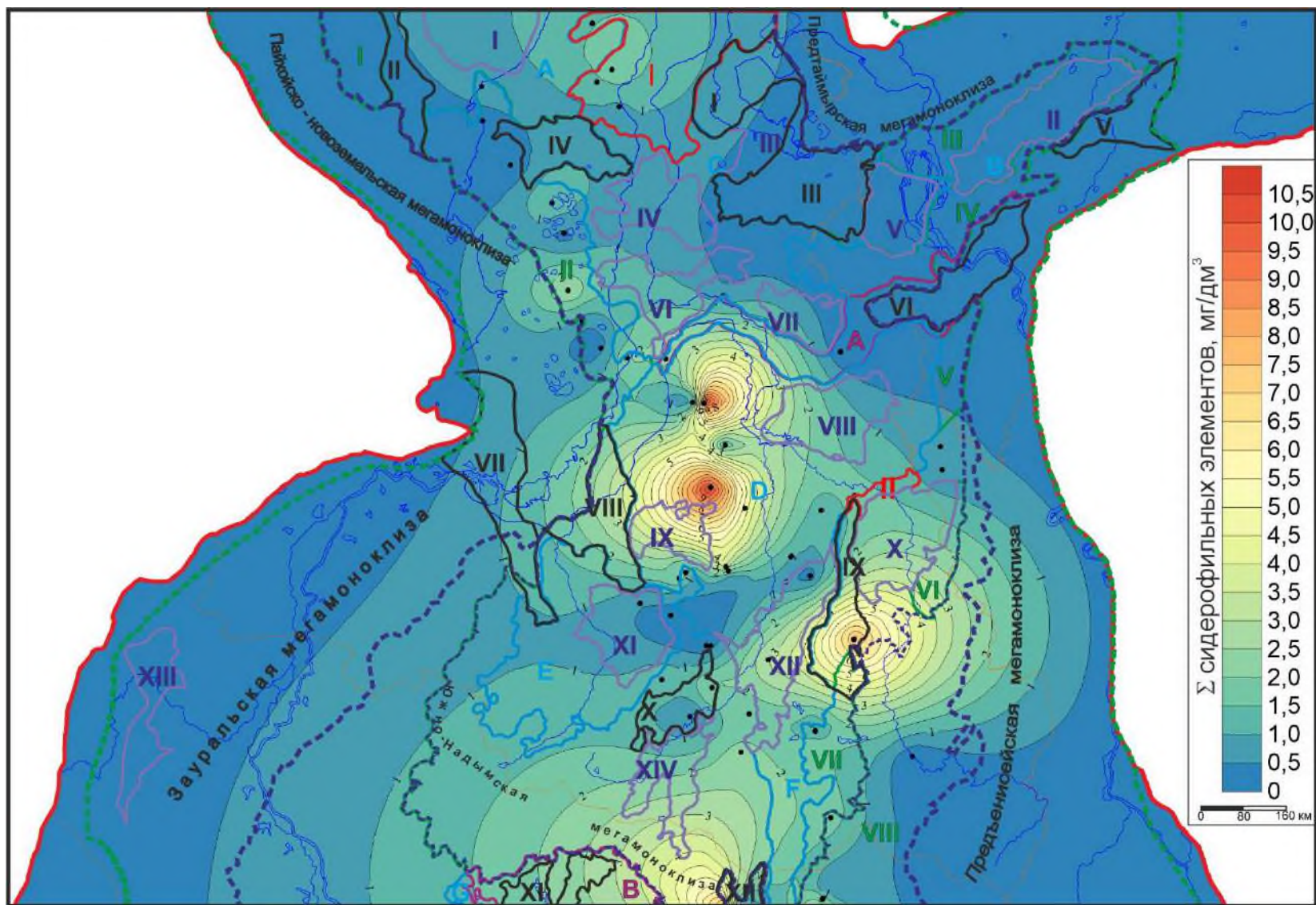


Рисунок 3.29. – Карта концентраций Σ сидерофильных (Ti, Mn, V, Ni, Cr, Co) элементов в подземных водах апт-альб-сеноманского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна. Перечень тектонических элементов см. рис 2.4-2.5.

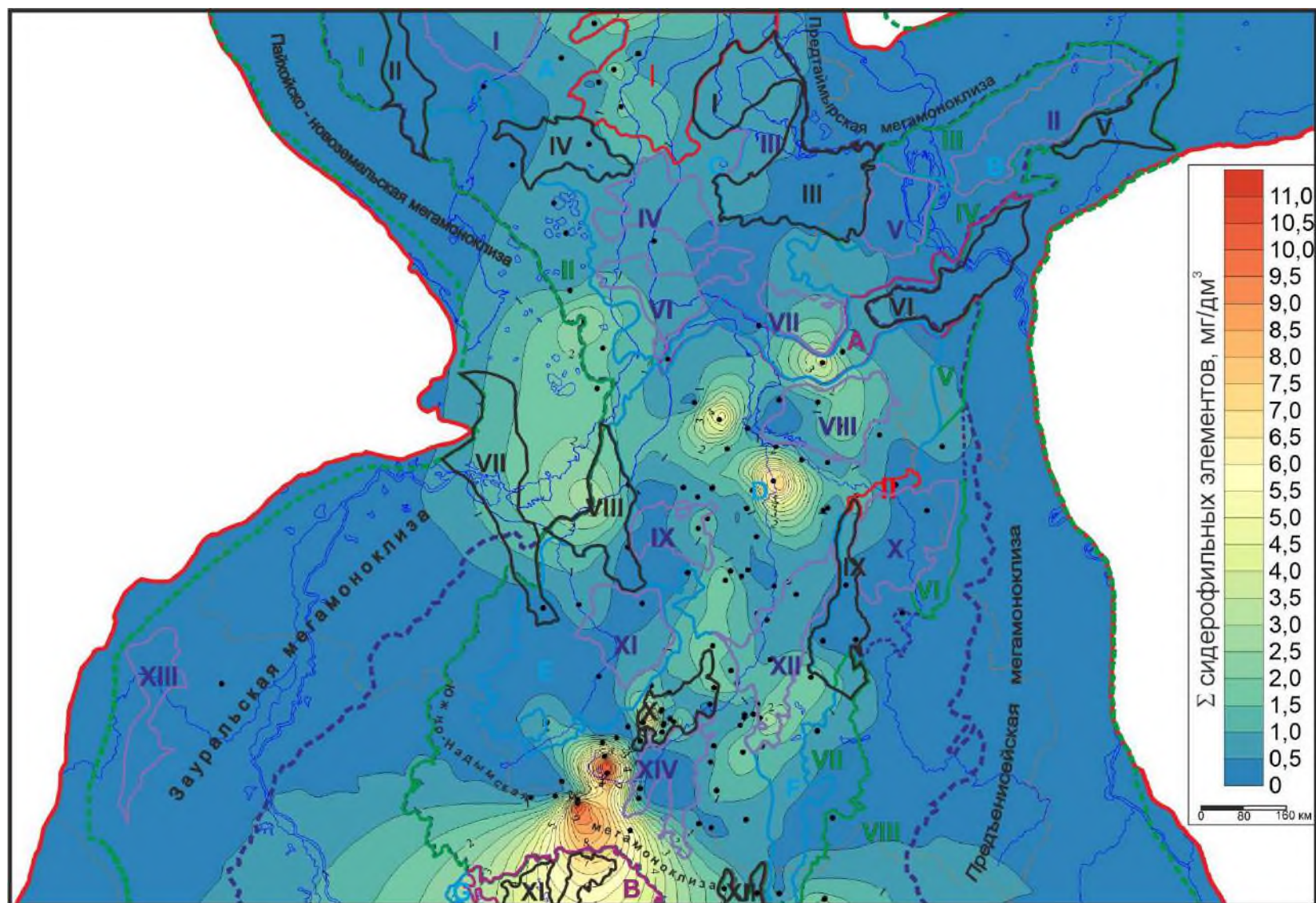


Рисунок 3.30. – Карта концентраций Σ сидерофильных (Ti, Mn, V, Ni, Cr, Co) элементов в подземных водах неокомского водоносного комплекса северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна. Перечень тектонических элементов см. рис 2.4-2.5.

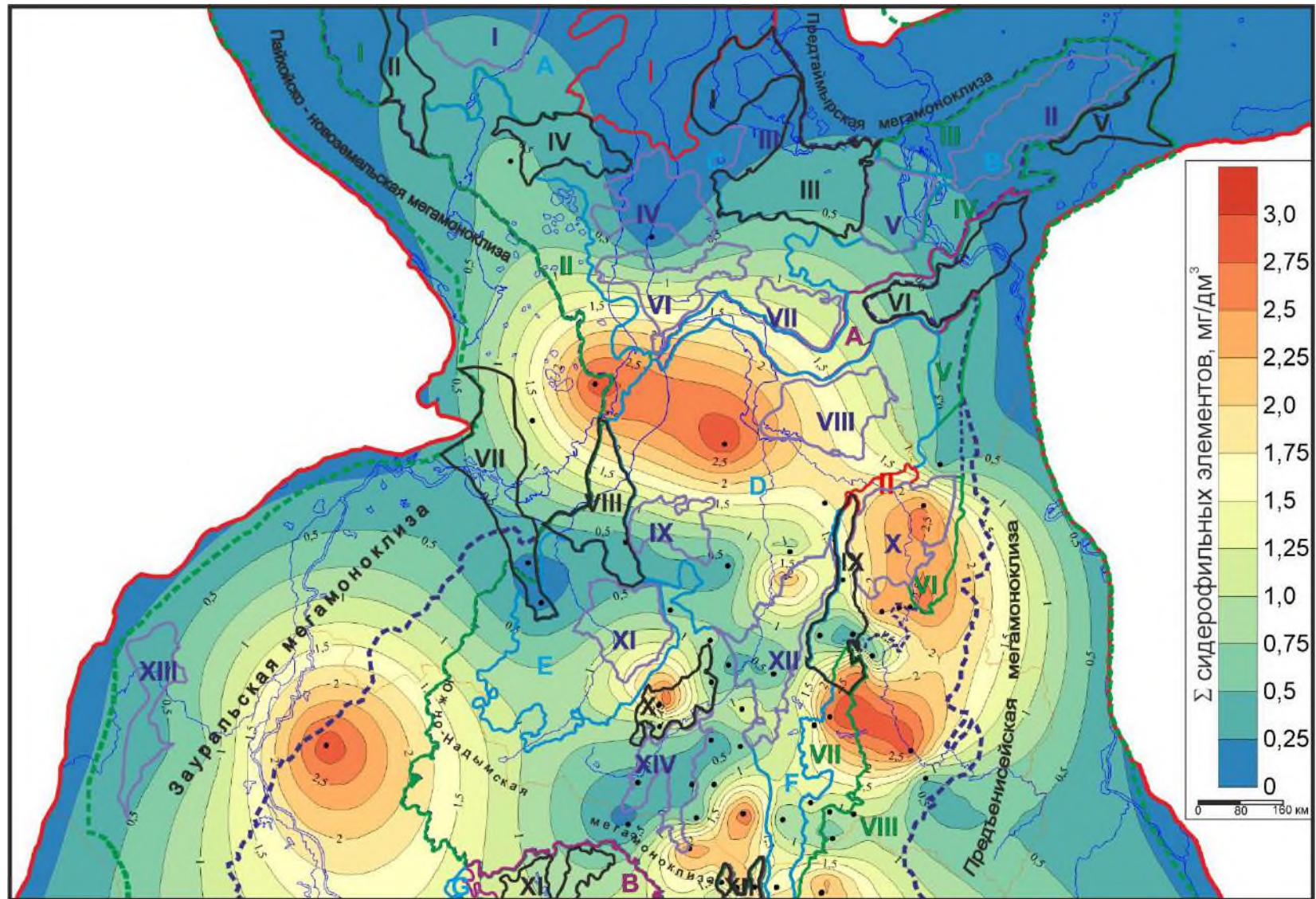


Рисунок 3.31. – Карта концентраций Σ сидерофильных (Ti, Mn, V, Ni, Cr, Co) элементов в подземных водах юрских водоносных комплексов северных Западно-Сибирского осадочного бассейна. Перечень тектонических элементов см. рис 2.4-2.5.

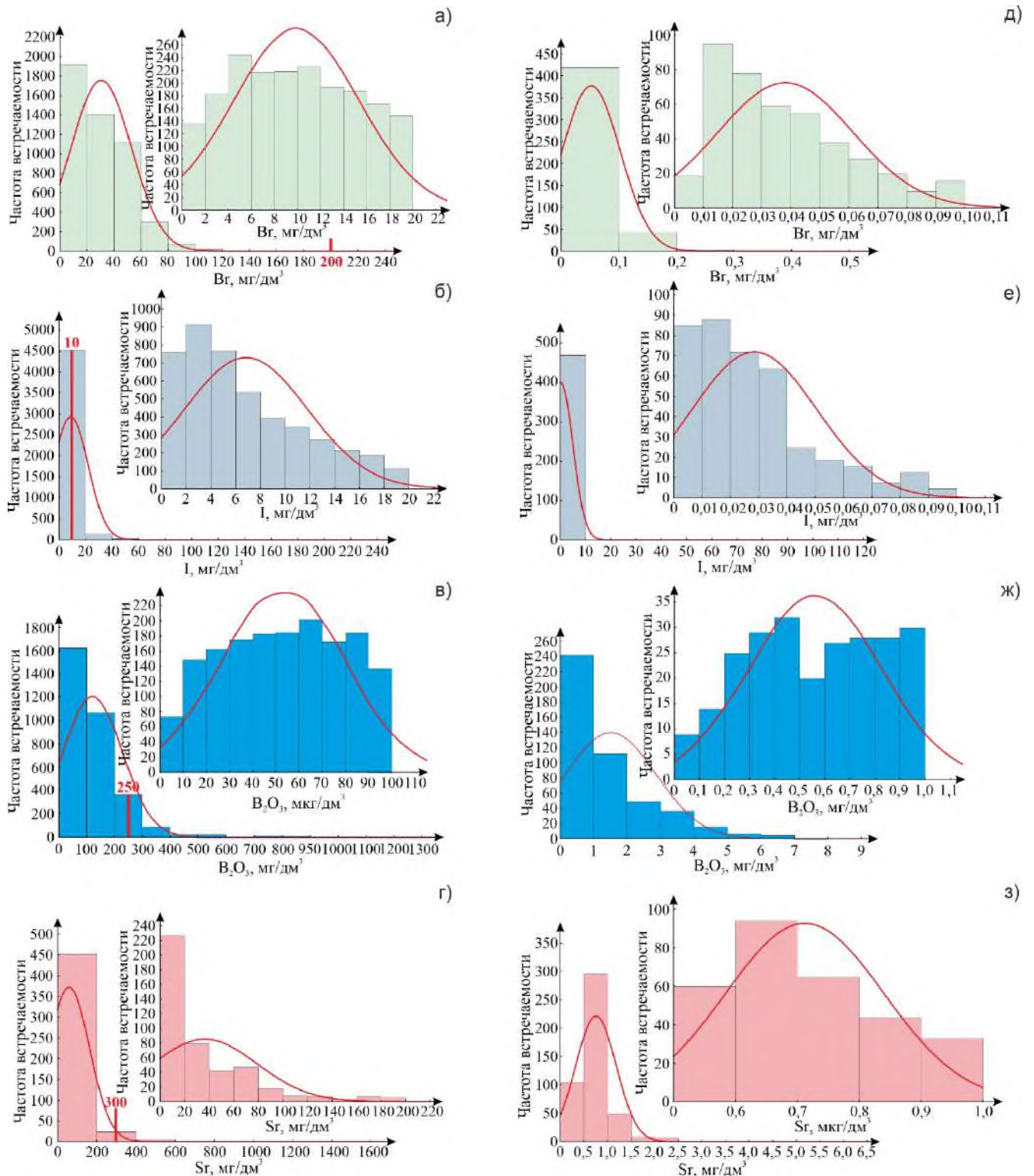


Рисунок 3.32. – Распределение содержаний Br, I, B₂O₃ и Sr в подземных водах (а-г) и южных (д-з) районов Западно-Сибирского осадочного бассейна.

факт наличия высоких концентраций промышленных компонентов не делает изучаемый объект неоспоримо интересным для постановки на государственный учет, т.к. ресурсы его могут быть крайне ограничены и при его разработке не будут рентабельны. Поэтому первоочередными

объектами оценки должны выступать подтоварные воды месторождений углеводородов и дренажные воды карьеров и шахтных выработок.

3.3. Редкоземельные элементы

Редкоземельные элементы (РЗЭ) входят в группу стратегических металлов, поскольку во всем мире они используются во множестве отраслей промышленности, включая медицину (магнитно-резонансную томографию (МРТ) и рентгеновские сканеры и др.), военную промышленность (системы связи, наведения и управления и др.), энергетику (каталитические нейтрализаторы, аккумуляторные батареи для гибридных автомобилей и др.), потребительские товары (телевизоры, компьютеры, объективы фотоаппаратов и другие электронные устройства) и многие другие (Kulaksiz and Bau 2007; Tepe et al. 2014; Ma et al. 2019).

В группу РЗЭ входят 14 элементов от лантана (La) до лютеция (Lu), их по-другому называют лантаноидами (van Middlesworth, Wood, 1998; Дубинин, 2004; Дубинин, 2006; Григорьев, 2009; Водяницкий, 2012; Patra et al., 2012; Armstrong-Altrin et al. 2018; Ongboye et al. 2019; Новиков и др., 2019; Ndjigui et al. 2021; Liu et al. 2021). РЗЭ активно использовались в качестве индикаторов при изучении геохимии речных, озерных и океанических вод (Goldberg et al., 1963; Elderfield and Greaves, 1982; Keasler and Loveland, 1982; Hoyle et al., 1984; de Baar et al., 1983, 1985, 1988; Goldstein and Jacobsen, 1987, 1988; Elderfield et al., 1990; Sholkovitz, 1992; Shimizu et al., 1994; Sholkovitz et al., 1994; German et al., 1995; Jeandel et al., 1995; Johannesson and Lyons, 1994, 1995; Schijf and de Baar, 1995; Schijf et al., 1995 и другие); подземные воды (Smedley, 1991; Fee et al., 1992; Gosselin et al., 1992; Johannesson et al., 1994 и другие). До недавнего времени было проведено относительно мало исследований поведения РЗЭ в подземных водах с пластовыми температурами более 37 °С (термальными). Ситуация поменялась с внедрением современных аналитических методов, в том числе ИСП-МС (см. Michard et al., 1983, 1987; Piepgras and Wasserburg, 1985; Michard and Albarede, 1986; Campbell et al., 1988; Sanjuan et al., 1988; Honda et al., 1989a,b; Michard, 1989; Oi et al., 1990; Klinkhammer et al., 1994; James et al., 1995; Lewis et al., 1997; Wood, Shannon, 2003; и многие другие).

Редкоземельные элементы по атомной массе делят на две группы: легкие РЗЭ (LREE) – La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu и тяжелые РЗЭ (HREE) – Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, иногда на три: легкие (La-Pr), средние (Nd-Gd), тяжелые (Tb-Lu) (Patra et al., 2012). Полученные результаты по распределению РЗЭ сведены в табл. 3.9-3.10, приведены также суммарные концентрации легкой группы РЗЭ (LREE) и тяжелой группы РЗЭ (HREE). Как только концентрации РЗЭ в образце нормализованы по соответствующим стандартам (поскольку мы рассматриваем соленые воды, в наших расчетах к хондриту), аномалии в содержании одного элемента по отношению к другим РЗЭ могут быть оценены количественно и затем использованы, например, как трассеры тех или

Таблица 3.9. – Распределение редкоземельных элементов в подземных водах нефтегазоносных отложений северных районов ЗСОБ, мкг/дм³.

Элемент	Возраст водовмещающих отложений											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
La	<u>Сл.-76,11</u> 5,22	<u>0,1-1,43</u> 0,44	<u>Сл.-0,59</u> 0,28	<u>Сл.-3,63</u> 0,48	<u>Сл.-140,46</u> 2,41	<u>0,02-5,26</u> 0,49	<u>0,92-5,98</u> 2,62	<u>0,06-0,51</u> 0,22	<u>0,02-1,13</u> 0,54	<u>0,33-0,43</u> 0,39	<u>Сл.-3,80</u> 0,96	<u>Сл.-17,88</u> 0,13
Ce	<u>Сл.-176,98</u> 11,30	<u>Сл.-3,42</u> 0,66	<u>Сл.-0,30</u> 0,08	<u>Сл.-6</u> 0,61	<u>Сл.-220,41</u> 3,65	<u>Сл.-11,46</u> 0,83	<u>Сл.-0,37</u> 0,15	<u>0,05-0,60</u> 0,22	<u>Сл.-2,3</u> 0,35	<u>Сл.-0,27</u> 0,07	<u>Сл.-0,25</u> 0,06	<u>Сл.-39,40</u> 0,26
Pr	<u>Сл.-18,95</u> 1,30	<u>Сл.-0,34</u> 0,08	<u>Сл.-0,02</u> 0,01	<u>Сл.-0,67</u> 0,07	<u>Сл.-25,62</u> 0,43	<u>Сл.-1,94</u> 0,13	<u>Сл.-0,07</u> 0,03	<u>0,01-0,07</u> 0,02	<u>Сл.-0,27</u> 0,09	<u>Сл.-0,05</u> 0,01	<u>Сл.-0,05</u> 0,01	<u>Сл.-4,64</u> 0,03
Nd	<u>Сл.-75,39</u> 5,0	<u>Сл.-1,42</u> 0,29	<u>Сл.-0,25</u> 0,05	<u>Сл.-3,19</u> 0,32	<u>Сл.-106,58</u> 1,80	<u>Сл.-9,48</u> 0,62	<u>Сл.-0,22</u> 0,07	<u>0,03-0,27</u> 0,09	<u>Сл.-42,24</u> 7,74	<u>Сл.-0,18</u> 0,04	<u>Сл.-0,20</u> 0,05	<u>Сл.-18,77</u> 0,12
Sm	<u>Сл.-14,47</u> 0,99	<u>Сл.-0,37</u> 0,15	<u>Сл.-0,36</u> 0,15	<u>Сл.-0,52</u> 0,10	<u>Сл.-18,16</u> 0,32	<u>Сл.-2,66</u> 0,21	<u>0,65-4,50</u> 1,91	<u>Сл.-0,07</u> 0,03	<u>0,05-108,06</u> 20,31	<u>0,07-0,43</u> 0,18	<u>Сл.-1,80</u> 0,38	<u>Сл.-4,80</u> 0,03
Eu	<u>0,02-3,64</u> 1,06	<u>Сл.-5,29</u> 2,07	<u>0,68-6,07</u> 3,73	<u>Сл.-5,0</u> 1,83	<u>0,01-4,14</u> 0,69	<u>0,05-8,58</u> 1,73	<u>23,46-76,88</u> 37,65	<u>0,03-1,49</u> 0,29	<u>0,02-10,06</u> 3,02	<u>2,44-6,6</u> 4,46	<u>0,02-34,30</u> 10,83	<u>Сл.-1,08</u> 0,02
Gd	<u>Сл.-13,13</u> 0,94	<u>Сл.-0,29</u> 0,06	<u>Сл.-0,01</u> Сл.	<u>Сл.-0,69</u> 0,06	<u>Сл.-21,25</u> 0,36	<u>Сл.-3,92</u> 0,30	Сл.	<u>Сл.-0,04</u> 0,01	<u>Сл.-0,43</u> 0,16	<u>Сл.-0,05</u> 0,01	<u>Сл.-0,03</u> Сл.	<u>Сл.-4,52</u> 0,03
Tb	<u>Сл.-1,62</u> 0,14	<u>Сл.-0,03</u> 0,01	<u>Сл.-0,01</u> Сл.	<u>Сл.-0,10</u> 0,01	<u>Сл.-2,75</u> 0,05	<u>Сл.-0,65</u> 0,06	<u>Сл.-0,04</u> 0,02	<u>Сл.-0,01</u> Сл.	<u>Сл.-0,09</u> 0,02	<u>Сл.-0,01</u> Сл.	<u>Сл.-0,04</u> Сл.	<u>Сл.-0,60</u> Сл.
Dy	<u>Сл.-7,32</u> 0,62	<u>Сл.-0,2</u> 0,04	<u>Сл.-0,2</u> Сл.	<u>Сл.-0,33</u> 0,03	<u>Сл.-11,42</u> 0,19	<u>Сл.-4,79</u> 0,31	Сл.	<u>Сл.-0,04</u> 0,01	<u>Сл.-2,66</u> 0,53	<u>Сл.-0,01</u> Сл.	Сл.	<u>Сл.-3,69</u> 0,02
Ho	<u>Сл.-1,14</u> 0,13	<u>Сл.-0,04</u> 0,01	<u>Сл.-0,01</u> Сл.	<u>Сл.-0,01</u> 0,01	<u>Сл.-2,39</u> 0,05	<u>Сл.-1,17</u> 0,1	<u>Сл.-0,02</u> Сл.	<u>Сл.-0,01</u> Сл.	<u>Сл.-0,04</u> 0,01	<u>Сл.-0,01</u> Сл.	<u>Сл.-0,04</u> 0,01	<u>Сл.-0,55</u> Сл.
Er	<u>Сл.-2,81</u> 0,24	<u>Сл.-0,08</u> 0,2	<u>Сл.-0,02</u> Сл.	<u>Сл.-0,14</u> 0,01	<u>Сл.-4,37</u> 0,07	<u>Сл.-3,37</u> 0,21	<u>Сл.-0,03</u> 0,01	<u>Сл.-0,01</u> 0,01	<u>Сл.-0,52</u> 0,1	Сл.	<u>Сл.-0,05</u> Сл.	<u>Сл.-1,56</u> 0,01
Tm	<u>Сл.-0,39</u> 0,05	<u>Сл.-0,02</u> 0,01	<u>Сл.-0,02</u> 0,01	<u>Сл.-0,01</u> Сл.	<u>Сл.-0,60</u> 0,01	<u>Сл.-0,53</u> 0,04	<u>Сл.-0,05</u> 0,02	Сл.	<u>Сл.-0,02</u> Сл.	<u>Сл.-0,01</u> Сл.	<u>Сл.-0,03</u> 0,01	<u>Сл.-0,25</u> Сл.
Yb	<u>Сл.-2,41</u> 0,21	<u>Сл.-0,04</u> 0,21	Сл.	<u>Сл.-0,06</u> 0,01	<u>Сл.-2,59</u> 0,04	<u>Сл.-3,34</u> 0,24	<u>Сл.-0,1</u> 0,03	<u>Сл.-0,01</u> Сл.	<u>Сл.-0,05</u> 0,01	<u>Сл.-0,01</u> Сл.	<u>Сл.-0,02</u> Сл.	<u>Сл.-1,26</u> 0,01
Lu	<u>Сл.-0,31</u> 0,04	<u>Сл.-0,02</u> 0,01	<u>Сл.-0,02</u> 0,01	<u>Сл.-0,02</u> Сл.	<u>Сл.-0,39</u> 0,01	<u>Сл.-0,61</u> 0,06	<u>0,03-0,15</u> 0,09	Сл.	<u>Сл.-0,01</u> Сл.	<u>Сл.-0,03</u> 0,01	<u>Сл.-0,10</u> 0,01	<u>Сл.-0,20</u> Сл.
LREE	<u>0,05-365,52</u> 23,34	<u>0,44-7,80</u> 3,67	<u>0,68-6,63</u> 4,30	<u>Сл.-14,83</u> 3,30	<u>0,02-515,38</u> 9,21	<u>0,08-33,01</u> 3,86	<u>27,63-87,44</u> 41,91	<u>0,24-1,86</u> 0,87	<u>1,38-153,10</u> 32,05	<u>3,46-7,1</u> 5,15	<u>0,12-39,56</u> 12,19	<u>Сл.-39,40</u> 0,26
HREE	<u>Сл.-29,13</u> 2,04	<u>Сл.-0,7</u> 0,15	<u>Сл.-0,06</u> 0,02	<u>Сл.-1,42</u> 0,13	<u>Сл.-45,78</u> 0,76	<u>Сл.-18,38</u> 1,22	<u>Сл.-0,25</u> 0,1	<u>0,01-0,13</u> 0,04	<u>Сл.-3,72</u> 0,83	<u>Сл.-0,1</u> 0,03	<u>Сл.-0,11</u> 0,03	<u>Сл.-4,64</u> 0,03
ΣREE	<u>0,05-394,65</u> 25,39	<u>0,45-8,26</u> 3,84	<u>0,68-6,63</u> 4,32	<u>Сл.-16,25</u> 3,43	<u>0,02-561,15</u> 9,97	<u>0,08-51,39</u> 5,08	<u>27,70-87,69</u> 42,01	<u>0,26-1,89</u> 0,91	<u>1,41-156,82</u> 32,88	<u>3,57-7,13</u> 5,19	<u>0,12-39,60</u> 12,23	<u>Сл.-99,20</u> 0,66
Y	<u>Сл.-29,93</u> 2,61	<u>0,07-1,01</u> 0,47	<u>0,09-0,70</u> 0,48	<u>Сл.-3,93</u> 0,57	<u>Сл.-82,94</u> 1,56	<u>0,03-32,86</u> 2,27	<u>0,07-2,85</u> 1,83	<u>0,03-0,24</u> 0,09	<u>0,03-1,01</u> 0,36	<u>0,14-0,95</u> 0,24	<u>0,05-3,13</u> 0,98	<u>Сл.-18,77</u> 0,12
п, шт.	32	16	8	29	68	31	33	16	11	4	21	462

Возраст водовмещающих отложений в условиях восстановительных геохимических обстановок: 1 – сеноман, 2 – альб, 3 – апт, 4 – готерив, 5 – валанжин, 6 – валанжин – берриас, 7 – оксфорд, 8 – келловей, 9 – бат, 10 – байос – аален, 11 – доюрские. 12 – разновозрастные водоносные горизонты с окислительными условиями в южных районах Западной Сибири.

Таблица 3.10. – Распределение редкоземельных элементов в подземных водах основных водоносных комплексов северных районов ЗСОБ, мкг/дм³.

Элемент	Окислительные геохимические обстановки (юг ЗСОБ)	Восстановительные геохимические обстановки (водоносные комплексы)				
		Апт-альб-сеноманский	Неокомский	Верхнеюрский	Нижне-среднеюрский	Доюрские
La	<u>Сл.-17,88</u> 0,13	<u>Сл.-76,11</u> 3,07	<u>Сл.-140,46</u> 1,42	<u>0,06-7,18</u> 1,33	<u>0,02-1,13</u> 0,50	<u>Сл.-3,80</u> 0,96
Ce	<u>Сл.-39,40</u> 0,26	<u>Сл.-176,98</u> 6,48	<u>Сл.-220,41</u> 2,18	<u>Сл.-3,90</u> 0,36	<u>Сл.-2,30</u> 0,28	<u>Сл.-0,25</u> 0,06
Pr	<u>Сл.-4,64</u> 0,03	<u>Сл.-18,95</u> 0,73	<u>Сл.-25,62</u> 0,26	<u>Сл.-0,27</u> 0,02	<u>Сл.-0,27</u> 0,07	<u>Сл.-0,05</u> 0,01
Nd	<u>Сл.-18,77</u> 0,12	<u>Сл.-75,39</u> 2,87	<u>Сл.-106,58</u> 1,10	<u>Сл.-1,42</u> 0,09	<u>Сл.-42,24</u> 5,69	<u>Сл.-0,20</u> 0,05
Sm	<u>Сл.-4,80</u> 0,03	<u>Сл.-14,47</u> 0,62	<u>Сл.-18,16</u> 0,23	<u>Сл.-4,50</u> 0,82	<u>0,05-108,06</u> 14,94	<u>Сл.-1,80</u> 0,38
Eu	<u>Сл.-1,08</u> 0,02	<u>Сл.-6,07</u> 1,73	<u>Сл.-8,58</u> 1,22	<u>0,03-90,87</u> 16,90	<u>0,02-10,06</u> 3,40	<u>0,02-34,30</u> 10,83
Gd	<u>Сл.-4,52</u> 0,03	<u>Сл.-13,13</u> 0,53	<u>Сл.-21,26</u> 0,26	<u>Сл.-0,29</u> 0,01	<u>Сл.-0,43</u> 0,12	<u>Сл.-0,03</u> Сл.
Tb	<u>Сл.-0,60</u> Сл.	<u>Сл.-1,62</u> 0,07	<u>Сл.-2,75</u> 0,04	<u>Сл.-0,04</u> Сл.	<u>Сл.-0,09</u> 0,02	<u>Сл.-0,04</u> Сл.
Dy	<u>Сл.-3,69</u> 0,02	<u>Сл.-7,32</u> 0,34	<u>Сл.-11,42</u> 0,18	<u>Сл.-0,13</u> 0,01	<u>Сл.-2,66</u> 0,39	Сл.
Ho	<u>Сл.-0,55</u> 0,004	<u>Сл.-1,14</u> 0,07	<u>Сл.-2,39</u> 0,05	<u>Сл.-0,02</u> Сл.	<u>Сл.-0,04</u> 0,01	<u>Сл.-0,04</u> 0,01
Er	<u>Сл.-1,56</u> 0,01	<u>Сл.-2,81</u> 0,13	<u>Сл.-4,37</u> 0,09	<u>Сл.-0,03</u> Сл.	<u>Сл.-0,52</u> 0,07	<u>Сл.-0,05</u> Сл.
Tm	<u>Сл.-0,25</u> Сл.	<u>Сл.-0,39</u> 0,02	<u>Сл.-0,59</u> 0,02	<u>Сл.-0,05</u> Сл.	<u>Сл.-0,02</u> Сл.	<u>Сл.-0,03</u> 0,01
Yb	<u>Сл.-1,26</u> 0,009	<u>Сл.-2,41</u> 0,12	<u>Сл.-3,34</u> 0,08	<u>Сл.-0,10</u> 0,01	<u>Сл.-0,05</u> 0,01	<u>Сл.-0,02</u> Сл.
Lu	<u>Сл.-0,20</u> Сл.	<u>Сл.-0,31</u> 0,02	<u>Сл.-0,61</u> 0,02	<u>Сл.-0,15</u> 0,02	<u>Сл.-0,03</u> Сл.	<u>Сл.-0,10</u> 0,01
LREE	<u>Сл.-86,57</u> 0,59	<u>0,05-365,52</u> 15,01	<u>Сл.-515,38</u> 6,24	<u>0,24-101,94</u> 19,48	<u>1,38-153,10</u> 24,88	<u>0,12-39,56</u> 12,19
HREE	<u>Сл.-12,63</u> 0,07	<u>Сл.-29,13</u> 1,21	<u>Сл.-45,78</u> 0,70	<u>Сл.-0,42</u> 0,05	<u>Сл.-3,72</u> 0,62	<u>Сл.-0,11</u> 0,03
ΣREE	<u>Сл.-99,20</u> 0,66	<u>0,05-394,65</u> 16,22	<u>Сл.-561,15</u> 6,94	<u>0,26-101,94</u> 19,53	<u>1,41-156,82</u> 25,49	<u>0,12-39,60</u> 12,23
LREE, %	<u>Сл.-100,00</u> 90,15	<u>86,96-100,00</u> 95,87	<u>56,49-100,00</u> 96,59	<u>92,73-100,00</u> 99,21	<u>87,41-100,00</u> 97,64	<u>81,77-100,00</u> 98,06
HREE, %	<u>Сл.-100,00</u> 9,85	<u>Сл.-13,04</u> 4,13	<u>Сл.-43,51</u> 3,41	<u>Сл.-7,27</u> 0,79	<u>Сл.-12,59</u> 2,36	<u>Сл.-18,23</u> 1,94
Y	<u>Сл.-18,77</u> 0,12	<u>Сл.-29,93</u> 1,68	<u>Сл.-82,94</u> 1,41	<u>0,03-3,72</u> 1,11	<u>0,03-1,01</u> 0,32	<u>0,05-3,13</u> 0,98
La _n /Yb _n	<u>Сл.-224,46</u> 17,06	<u>3,88-39,45</u> 19,19	<u>0,49-1446,67</u> 67,43	<u>11,46-91,64</u> 32,71	<u>15,02-31,37</u> 23,01	<u>108,31-108,31</u> 108,31
Eu/Eu*	<u>Сл.-250,10</u> 17,45	<u>Сл.-1155,27</u> 107,21	<u>0,64-4198,65</u> 191,49	<u>6,48-333,42</u> 122,23	<u>0,11-1181,55</u> 143,05	<u>66,12-363,79</u> 203,27
Ce/Ce*	<u>Сл.-10,97</u> 0,96	<u>Сл.-1,83</u> 0,70	<u>Сл.-1,68</u> 0,42	<u>Сл.-45,34</u> 2,02	<u>Сл.-1,05</u> 0,24	<u>Сл.-0,89</u> 0,16
Dy/Dy*	<u>Сл.-9,62</u> 0,74	<u>Сл.-1,72</u> 0,63	<u>Сл.-4,12</u> 0,57	<u>Сл.-1,99</u> 0,38	<u>Сл.-14,22</u> 5,01	Сл.
Число анализов	462	56	128	49	15	21

Примечание: предельные значения (среднее арифметическое). LREE – сумма легких РЗЭ; HREE – сумма тяжелых РЗЭ; ΣREE – общая сумма РЗЭ; Eu/Eu*=2·Eu*/(Sm*+Gd*); Ce/Ce*=2·Ce*/(La*+Pr*); Dy/Dy*=2·Dy*/(Tb*+Ho*). * – нормирование относительно хондрита (Fee et al., 1992).

иных геохимических процессов (Ekoa Bessa et al. 2018; Ndjigui et al. 2013, 2021; Armstrong-Altrin 2020; Dang et al. 2021; Ramos-Vázquez and Armstrong-Altrin 2021a,b).

Содержание ΣREE в подземных водах нефтегазоносных отложений меняется в широком диапазоне от следовых до $561,2 \text{ мкг/дм}^3$ (см. табл. 3.9-3.10, рис 3.33), со средним значением по всем изученным водоносным горизонтам – $11,58 \text{ мкг/дм}^3$, что в среднем более чем в 17 раз выше содержаний в подземных водах ($0,66 \text{ мкг/дм}^3$) области питания на юге ЗСОБ.

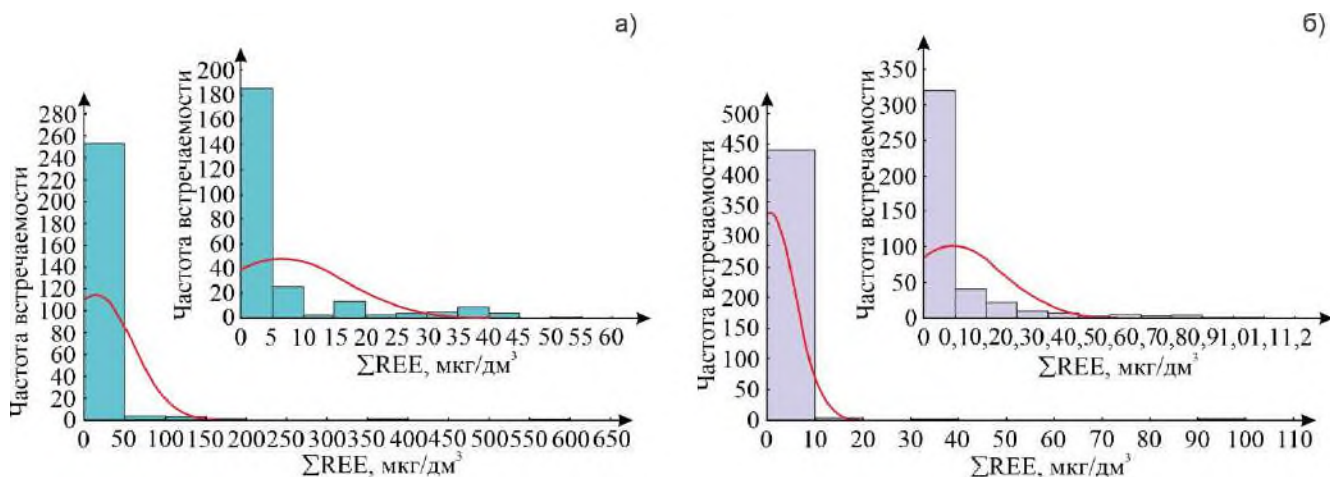


Рисунок 3.33. – Распределение суммы редкоземельных элементов в подземных водах северных (а) и южных (б) районов Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Усредненный редкоземельный состав подземных вод нефтегазоносных отложений (в условиях восстановительной геохимической обстановки) можно представить в виде следующего ряда от большего к меньшему (мкг/дм^3): $\text{Ce}_{3,069} > \text{Eu}_{2,732} > \text{Nd}_{1,837} > \text{La}_{1,774} > \text{Sm}_{1,408} \gg \text{Pr}_{0,359} > \text{Gd}_{0,302} > \text{Dy}_{0,222} > \text{Er}_{0,094} > \text{Yb}_{0,079} > \text{Ho}_{0,046} > \text{Tb}_{0,045} > \text{Lu}_{0,019} > \text{Tm}_{0,016}$. Как видно из этого ряда и таблицы 3.10 в ΣREE доминируют легкие редкоземельные элементы (LREE) с долей 95,9-99,2 %. Их доля увеличивается с глубиной от апт-альб-сеноманского до верхнеюрского водоносного комплекса, затем незначительно снижается и вновь возрастает в подземных водах доюрского водоносного комплекса. Доля тяжелых редкоземельных элементов (HREE) в подземных водах основных водоносных комплексов незначительна и варьирует в интервале от 0,79 до 4,13 %. В условиях окислительной геохимической обстановки области питания на юге ЗСОБ их доля в два раза выше и в среднем составляет – 9,85 %.

Спектры распределения концентраций редкоземельных элементов в подземных водах, нормированные по отношению к хондриту можно видеть на рисунках 3.34-3.35. Видно, что они крайне неоднородны. Максимально обогащены РЗЭ подземные воды сеноманских, в меньшей степени валанжинских и берриасских водоносных горизонтов. Профили распределения РЗЭ в подземных водах различных водоносных горизонтов в целом схожи и сопоставимы между собой по конфигурации, при этом спектр РЗЭ в водах батских и ааленских отложений выбивается из этой зависимости. Так, наряду с ярко выраженной положительной европейской аномалией в

подземных водах бата присутствует положительная самариевая аномалия. Для профиля РЗЭ в водах доюрских комплексов отчетливо видна отрицательная цериевая аномалия.

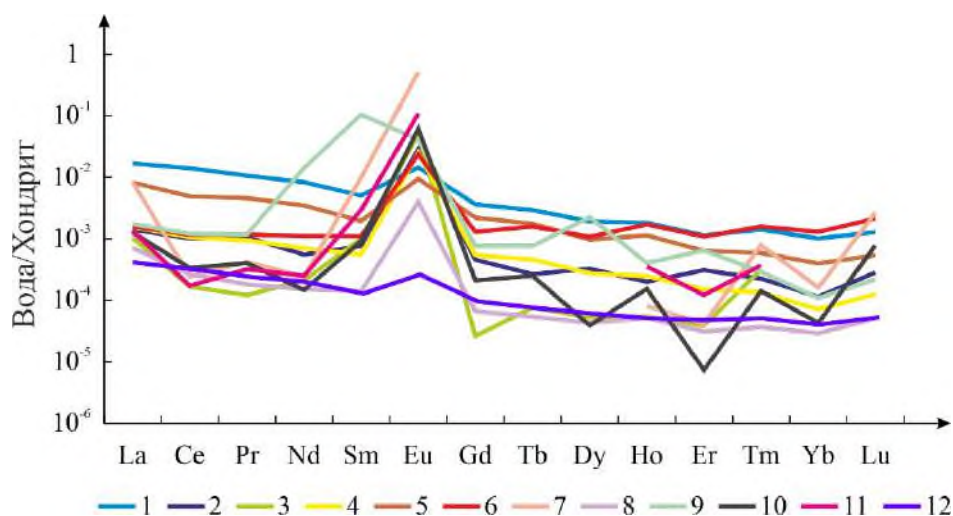


Рисунок 3.34. – Спектры распределения концентраций редкоземельных элементов в подземных водах нефтегазоносных отложений северных районов ЗСОБ, нормированные по отношению к хондриту.

Возраст водовмещающих отложений: мезозойские: 1 – сеноман; 2 – альб; 3 – апт; 4 – готерив; 5 – валанжин; 6 – берриас; 7 – оксфорд; 8 – келловей; 9 – бат; 10 – аален; 11 – доюрские; 12 – инфильтрационные воды области питания на юге ЗСОБ.

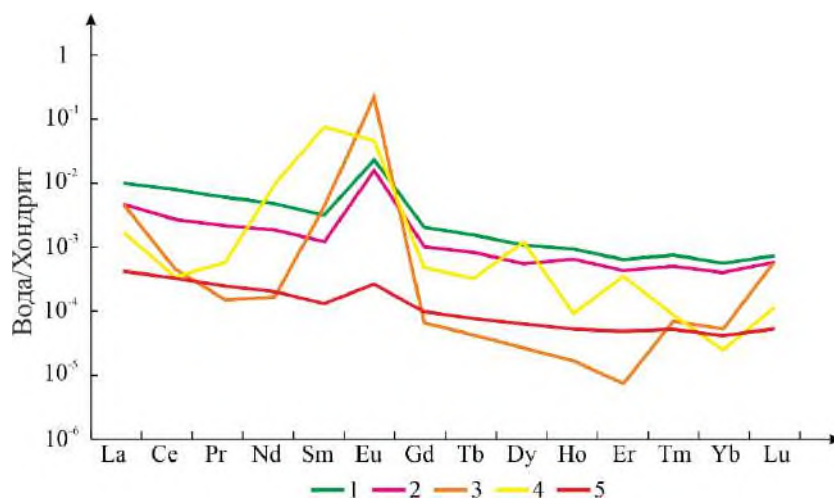


Рисунок 3.35. – Спектры распределения концентраций редкоземельных элементов в подземных водах основных водоносных комплексов северных районов ЗСОБ, нормированные по отношению к хондриту.

Водоносные комплексы: 1 – апт-альб-сеноманский, 2 – неокомский, 3 – верхнеюрский, 4 – нижне-среднеюрский, 5 – инфильтрационные воды области питания на юге ЗСОБ.

Показатель $(La/Yb)/n$ – отношение La к Yb, нормированное к хондриту, используется для определения характера обогащения тяжелыми РЗЭ (Yb) относительно легких (La). Для характеристики величины европия предпочтительно использовать величину европиевой

аномалии (Eu/Eu^*), которая рассчитывается на основании содержаний европия и его соседей: самария и гадолиния, нормированных к хондриту (см. табл. 3.10).

Анализ обобщенных спектров по основным водоносным комплексам лишь уточнил выявленную картину (см. рис. 3.35). На всех профилях РЗЭ отчетливо просматривается яркая положительная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 107,2-203,3$). Отрицательная цериевая аномалия ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0,24$) характеризует профиль подземных вод ниже-среднеюрского водоносного комплекса. Также в водах этого комплекса выявлена положительная аномалия диспрозия ($\text{Dy}/\text{Dy}^* = 5,01$). В целом, профили РЗЭ подземных вод меловых отложений имеют общую конфигурацию с водами области питания. Наблюдается плавное снижение от легких РЗЭ к тяжелым. Профили РЗЭ юрских водоносных комплексов характеризуются многочисленными аномалиями (см. табл. 3.10, рис. 3.35). Таким образом, во всех изученных водах наблюдается высокое фракционирование редкоземельных элементов (La_n/Yb_n – средние значения варьируют в интервале от 19,2 до 108,3) с резким доминированием легких РЗЭ. Распределение РЗЭ в водоупорных породах, которые были основными источниками нынешних седиментогенных вод в коллекторах в условиях развития элизионных систем показали огромные различия в спектрах. В профилях наблюдается монотонное снижение концентраций РЗЭ от легких к тяжелым без проявления ярких аномалий (рис. 3.36 а). Очень слабая отрицательная европиевая аномалия характеризует профиль распределения РЗЭ водоупорных толщ нефтегазоносных отложений. В целом спектры РЗЭ подземных вод соответствуют спектру РЗЭ водоупорных толщ, но с большим расхождением из-за высоких концентраций в последних. Аномалии Eu и Ce для подземных вод и водоупорных отложений основных водоносных комплексов северных районов ЗСОБ похожи, при этом чем больше время взаимодействия в системе вода-порода процессы фракционирования РЗЭ проявляются значительно шире (рис. 3.36 б).

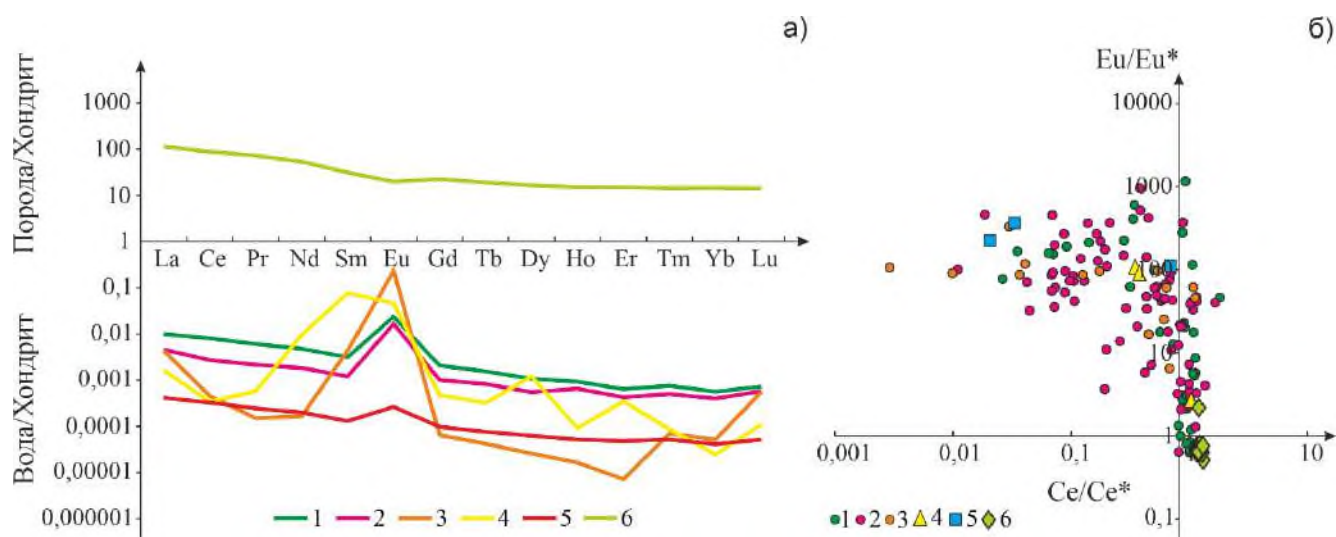


Рисунок 3.36. – Спектры распределения концентраций редкоземельных элементов в подземных водах и водоупорных толщах основных водоносных комплексов северных районов ЗСОБ,

нормированные по отношению к хондриту (а) и график аномалий Eu и Ce для подземных вод и водоупорных отложений основных водоносных комплексов северных районов ЗСОБ (б).

Водоносные комплексы: 1 – апт-альб-сеноманский, 2 – неокомский, 3 – верхнеюрский, 4 – нижне-среднеюрский, 5 – инфильтрационные воды области питания на юге ЗСОБ, 6 – водоупорные горные породы.

3.4. Радиоактивные элементы (U и Th)

Поведение радиоактивных элементов (РАЭ) урана и тория в природных водах различного изотопно-геохимического облика охарактеризовано во многих работах (Choppin, 2006; Gascoyne, 1992; Osmond, Cowart, 1992 и др.). В. И. Вернадский считал, что торий не переходит в раствор и в земных условиях находится в рассеянном состоянии: «Торий принадлежит к числу тех химических элементов, которые стоят вне геохимии воды, вернее водных растворов» (Вернадский, 1934). При этом, отмечая постоянство Th/U отношения в продуктах магматических процессов, он подчеркивает высокую степень подвижности урана в водных растворах и инертность тория, концентрации которого в земных условиях должны быть ничтожными. Торий как элемент-гидролизат не склонен накапливаться в водах под воздействием экзогенных процессов при разрушении алюмосиликатных пород, а стремится к образованию оксидов в условиях окислительной среды. Уран же в этих условиях, наоборот, обладает высокой миграционной способностью.

Несмотря на 70-летний период изучения подземных вод ЗСОБ до настоящего времени в научной литературе отсутствуют сведения об их радионуклидном составе. Это объясняется довольно низкими концентрациями РАЭ в водах нефтегазоносных отложений. Поэтому до появления в арсенале гидрогеохимиков метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) содержания радионуклидов в результатах химико-аналитических исследований этих вод не фиксировались.

Большинство публикаций, содержащих результаты геохимических исследований мезозойских отложений ЗСОБ, касаются именно закономерностей распределения и концентрирования РАЭ (Зубков, 2001; Зубков, 2008; Зубков, 2015; Карасева, Маслов, Ронкин, 2016; Об особенностях..., 2009; Плуман, 1975; Плуман, 1971; Распределение..., 1979; Турышев, 2017; Уран..., 1980, и др.). Содержание этих элементов обуславливает характер кривых радиоактивного каротажа, необходимого при расчленении и корреляции отложений на закрытых территориях, а также используется для решения других задач. В частности, установленная прямо пропорциональная зависимость повышенных содержаний урана с содержанием ОВ в нефтематеринских толщах используется при поисково-разведочных работах на залежи УВ. Анализ распределения урана в нефтегазоносных отложениях позволяет выявлять интервалы

перспективных коллекторов с проявлениями процессов растворения или вторичной каолинизации песчаников, характеризующиеся пониженными содержаниями урана (Геохимические..., 2018; Исаева, Столбова, 2015, и др.).

Как правило, РАЭ не входят в состав основных породообразующих минералов, а представлены в кристаллической решетке акцессорных (циркона, монацита, сфена, апатита и магнетита) (Smellie, Stuckless, 1985). Уран также может находиться в низких концентрациях и в основных минералах, таких как полевой шпат (Maher, DePaolo, Christensen, 2006).

В настоящей работе приводятся первые данные по распределению РАЭ в водах нефтегазоносных отложений северных районов ЗСОБ, полученные методом ИСП. Учитывая, что изученные водоносные горизонты в исследуемом районе характеризуются широким проявлением повышенных и аномально высоких пластовых давлений (АВПД), природа которых связана с функционированием элизионных водонапорных систем (Новиков, 2019), нами также было рассмотрено распределение РАЭ в основных водоупорных толщах, которые были источником огромного объема элизионных вод и во многом определили характер инверсионной гидрогеохимической зональности изучаемого региона (Кох, Новиков, 2014; Шварцев, Новиков, 2004).

В пределах изученных геологических структур выявлены подземные воды различного изотопно-геохимического облика. Во всех водоносных комплексах доминируют воды (по С. А. Щукареву) Cl Na , $\text{Cl-HCO}_3 \text{ Na}$ и $\text{HCO}_3\text{-Cl Na}$ типов с общей минерализацией от 2-5 г/дм³ в прибортовых районах изучаемого региона до 63,3 г/дм³ в центральных (Novikov, 2017; Novikov, Sukhorukova, 2015). Наиболее минерализованные воды приурочены к верхнеюрскому водоносному комплексу (Новиков, Вакуленко, Ян, 2019). Конденсатогенные воды, имеющие единую историю с залежами углеводородов, характеризуются местами более низкой минерализацией, вплоть до ультрапресных (Novikov, 2022). Каждый из химических типов имеет свои особенности в распределении основных солеобразующих макро- и микрокомпонентов, концентрации которых напрямую зависят от значения их минерализации. По мере ее роста закономерно увеличиваются содержания хлорида, натрия, магния, кальция, калия, микрокомпонентов (брома, йода, бора, аммония и стронция). При минерализации вод 15-20 г/дм³ и более в них происходит снижение содержания гидрокарбонат-иона. Концентрации сульфат-иона в среднем не превышают 20-60 мг/дм³, что связано с широко известным процессом его восстановления до сероводорода еще на иловой стадии. Все изученные воды нефтяных и газовых месторождений характеризуются бескислородными ($\text{O}_{2\text{раств}}$ до 0,8 мг/дм³) резко восстановительными условиями геохимической среды с Eh от – 437 до – 236 мВ и pH от 6,3 до 8,5. Для сравнительного анализа и понимания общих закономерностей по распределению РАЭ нами были привлечены материалы по подземным водам верхней гидродинамической зоны

южных районов Западной Сибири (Hydrogeochemistry..., 2022), находящимся в условиях инфильтрационного водообмена и окислительными ($O_{2\text{раств}}$ от 2,7 до 6,8 мг/дм³) обстановками геохимической среды (Eh от +54 до +286 мВ, pH от 6,8 до 7,7). В основном они характеризуются HCO_3^- Mg-Ca и HCO_3^- Ca составом с общей минерализацией до 0,5-1,0 г/дм³.

Содержания РАЭ в подземных водах восстановительной геохимической обстановки варьируют в широком интервале: U от $4,90 \cdot 10^{-7}$ до $5,14 \cdot 10^{-3}$, Th от $1,90 \cdot 10^{-6}$ до $8,93 \cdot 10^{-3}$ мг/дм³ (табл. 3.11). Установлено, что в большинстве проб концентрации урана и тория не превышают $1,0 \cdot 10^{-3}$ мг/дм³ (рис. 3.37, а) при превышении Th в большинстве изученных объектов при изменении Th/U отношения от 0,07 до 93,1, при среднем 5,5. (рис. 3.37, б).

Таблица 3.11. – Распределение урана и тория в подземных водах нефтегазоносных отложений северных районов Западной Сибири.

Возраст	U, мг/дм ³			Th, мг/дм ³			Th/U			Кол-во проб, шт.
	Мин.	Макс.	Ср.	Мин.	Макс.	Ср.	Мин.	Макс.	Ср.	
Восстановительные геохимические условия, элизионный водообмен										
1	4,90·10 ⁻⁷	4,15·10 ⁻³	4,28·10 ⁻⁴	8,34·10 ⁻⁶	8,93·10 ⁻³	9,81·10 ⁻⁴	0,30	5,43	2,47	39
2	7,98·10 ⁻⁶	2,19·10 ⁻³	2,18·10 ⁻⁴	1,57·10 ⁻⁵	8,69·10 ⁻⁴	1,65·10 ⁻⁴	0,24	14,80	3,08	28
3	5,48·10 ⁻⁶	1,55·10 ⁻⁴	3,99·10 ⁻⁵	1,31·10 ⁻⁵	1,18·10 ⁻⁴	5,55·10 ⁻⁵	0,39	8,59	3,25	9
4	1,09·10 ⁻⁶	5,73·10 ⁻⁴	7,89·10 ⁻⁵	2,16·10 ⁻⁶	2,32·10 ⁻⁴	8,62·10 ⁻⁵	0,36	20,52	6,93	34
5	4,91·10 ⁻⁷	3,01·10 ⁻⁴	3,31·10 ⁻⁵	1,90·10 ⁻⁶	3,07·10 ⁻⁴	5,78·10 ⁻⁵	0,10	93,01	11,67	75
6	2,50·10 ⁻⁶	5,14·10 ⁻³	2,23·10 ⁻⁴	2,10·10 ⁻⁶	6,23·10 ⁻³	2,60·10 ⁻⁴	0,07	11,03	2,33	54
7	5,34·10 ⁻⁵	8,55·10 ⁻⁵	6,94·10 ⁻⁵	9,08·10 ⁻⁵	2,07·10 ⁻⁴	1,49·10 ⁻⁴	2,46	4,15	3,87	7
8	4,90·10 ⁻⁷	4,92·10 ⁻⁵	1,65·10 ⁻⁵	6,62·10 ⁻⁶	1,09·10 ⁻⁴	4,24·10 ⁻⁵	0,79	22,95	5,99	7
9	1,28·10 ⁻⁵	8,20·10 ⁻⁵	4,76·10 ⁻⁵	2,00·10 ⁻⁵	1,32·10 ⁻⁴	6,80·10 ⁻⁵	0,58	1,61	1,07	13
10	4,40·10 ⁻⁵	5,41·10 ⁻⁵	4,90·10 ⁻⁵	2,90·10 ⁻⁵	4,21·10 ⁻⁵	3,55·10 ⁻⁵	0,54	0,97	0,68	5
11	1,05·10 ⁻⁵	8,55·10 ⁻⁵	3,96·10 ⁻⁵	6,64·10 ⁻⁵	1,77·10 ⁻⁴	1,11·10 ⁻⁴	1,02	11,08	4,74	10
Окислительные геохимические условия, инфильтрационный водообмен										
12	3,78·10 ⁻⁶	1,21	2,63·10 ⁻²	3,41·10 ⁻⁷	6,04·10 ⁻⁴	3,01·10 ⁻⁵	4,20·10 ⁻⁵	2,96	6,61·10 ⁻²	110
13	1,48·10 ⁻²	1,73·10 ⁻²	1,61·10 ⁻²	9,56·10 ⁻⁷	1,58·10 ⁻⁵	6,78·10 ⁻⁶	5,81·10 ⁻⁵	9,42·10 ⁻⁴	4,09·10 ⁻⁴	8
14	1,05·10 ⁻³	0,13	3,22·10 ⁻²	4,04·10 ⁻⁷	4,16·10 ⁻⁵	1,56·10 ⁻⁵	2,63·10 ⁻⁵	3,20·10 ⁻³	1,07·10 ⁻³	10
15	2,83·10 ⁻³	4,13·10 ⁻³	3,56·10 ⁻³	2,39·10 ⁻⁶	1,16·10 ⁻⁵	5,68·10 ⁻⁶	5,79·10 ⁻⁴	3,61·10 ⁻³	1,60·10 ⁻³	7

Возраст водовмещающих отложений: 1 – сеноман, 2 – альб, 3 – апт, 4 – готерив, 5 – валанжин, 6 – валанжин – берриас, 7 – оксфорд, 8 – келловей, 9 – бат, 10 – байос – аален, 11 – доюрские, 12 – разновозрастные с окислительными условиями в южных районах Западной Сибири Белокурихинское (Novikov et al., 2021); месторождения и проявления радоновых вод юга Сибири: 13 – Белокурихинское (Novikov et al., 2022), 14 – Новобибеевское (Новиков и др., 2022), 15 – Инские источники (Новиков и др., 2021).

В окислительных условиях уран (преимущественно ^{238}U) очень подвижен в шестивалентном состоянии, образуя растворимые комплексы с карбонатами и фосфатами в условиях, близких к нейтральным, и с сульфатами и фторидами при более низком pH. При этом его концентрации в южных районах Западной Сибири могут достигать 1,21 мг/дм³ и более (см. табл. 1). В соленых подземных водах, где важную роль играют хлоридные и сульфатные

комплексы, растворимость выше. В восстановительных условиях U находится в четырехвалентном состоянии и стабилен в виде $U(OH)_4$ (Gascoyne, 1992). Максимальные его концентрации (до $2,19 \cdot 10^{-3}$ – $5,14 \cdot 10^{-3}$ мг/дм³) фиксируются в водоносных горизонтах сеномана, альба и валанжина – берриаса.

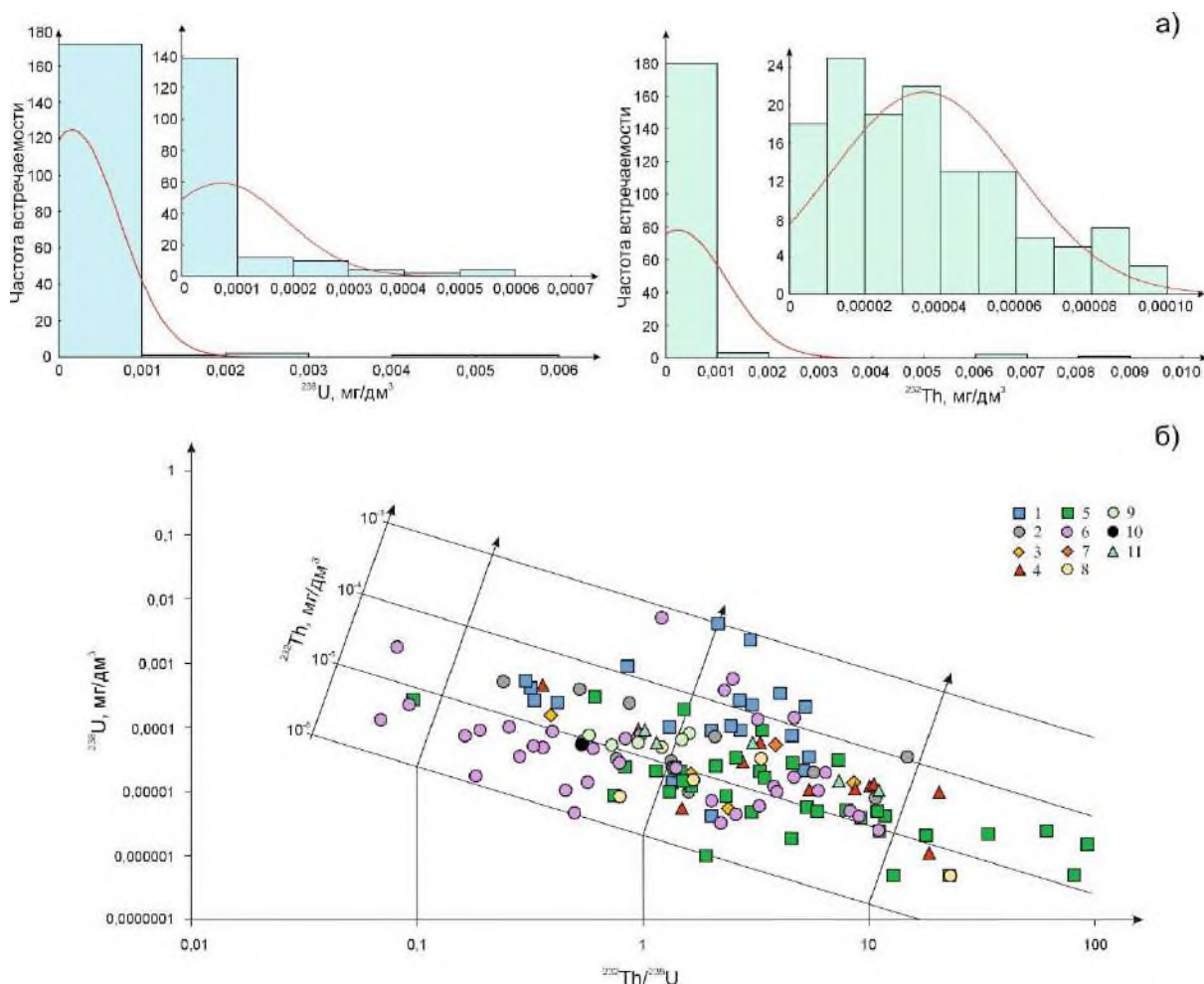


Рисунок 3.37. – Распределение U и Th (а) и торий-урановая типизация (б) подземных вод нефтегазоносных отложений северных районов Западной Сибири.

Возраст водовмещающих отложений: 1 – сеноман, 2 – альб, 3 – апт, 4 – готерив, 5 – валанжин, 6 – валанжин – берриас, 7 – оксфорд, 8 – келовей, 9 – бат, 10 – байос – аален, 11 – доюрские.

Первичные минералы, содержащие U, такие как циркон, относительно устойчивы, хотя U может также находиться в более легко растворимых минеральных фазах, таких как (например, слюдах). Множество опубликованных экспериментальных работ по сорбционным свойствам урана показало высокую способность глин, карбонатов и других минералов поглощать значительные его количества. Органическое вещество также может сорбировать U (Transport..., 2001), хотя там, где это связано с восстановительной геохимической обстановкой, наблюдается его осаждение из раствора. Адсорбция урана снижается при более низком pH (Uranium..., 1998) и повышенной минерализации подземных вод (Comparison..., 2004). Важное значение в контроле

миграционной способности РАЭ имеют широко распространенные вторичные минералы железа. Так, ферригидрит поглощает большее количество U, чем кристаллические формы (гематит и гетит) (Payne, Davis, Waite, 1994). Структурные изменения в Fe-минералах могут способствовать дополнительному связыванию адсорбированных частиц U. В отличие от адсорбции, которая замедляет миграцию U, процессы вторичного минералообразования Fe-минералов могут его мобилизовывать.

Концентрации тория (преимущественно ^{232}Th) в водах, как правило, очень малые из-за низкой растворимости торианита (ThO_2) и сильной сорбции. Th намного сильнее сорбируется, чем U, в окислительных геохимических обстановках, где его максимальные концентрации в условиях инфильтрационного водообмена могут достигать $6,04 \cdot 10^{-4}$ мг/дм³ (см. табл. 3.11). В природных водах он присутствует только в четырехвалентной форме. При pH вод более 5 доминирующей формой миграции является $\text{Th}(\text{OH})_4$, которая сменяется на $\text{Th}(\text{HPO}_4)_3^{2-}$ при значениях pH между 5 и 7 при наличии в растворе фосфатов (Langmuir, Herman, 1980). Комплексообразование с органическими лигандами также значительно увеличивает его миграционную способность. Все имеющиеся данные по концентрациям Th в условиях восстановительной геохимической обстановки находятся в узком диапазоне (средние значения от $3,55 \cdot 10^{-5}$ до $9,81 \cdot 10^{-4}$ мг/дм³). В наибольшей степени обогащены торием подземные воды водоносных горизонтов (мг/дм³): сеномана (до $8,93 \cdot 10^{-3}$), валанжина – берриаса (до $6,23 \cdot 10^{-3}$) и альба (до $8,69 \cdot 10^{-4}$) (см. табл. 3.11).

Публикации, содержащие данные геохимических исследований водовмещающих пород, включая водоупорные толщи, применительно к рассматриваемым районам ЗСОБ очень немногочисленны. Один из наиболее полных разрезов мезозойских отложений и особенности распределения РАЭ в породах рассмотрены для Ен-Яхинской скв. 7 в пределах группы месторождений Большого Уренгоя (Карасева, Маслов, Ронкин, 2016) (инт. 3500-7000 м, триас – нижний мел). Практически во всем интервале содержание U в глинистых породах варьируют от 0,1 до 4 г/т, увеличиваясь в верхнеюрской бажендовской свите до 5–8 и в низах триасовой части разреза до 5,8-10,1 г/т. Подавляющее большинство образцов характеризуются содержанием U, сопоставимым с таковым в среднем постархейском сланце (РААС). Примерно такое же распределение без ярко выраженной тенденции к росту содержания сверху вниз по разрезу установлено и для Th (от 1,4 до 19,8 г/т, среднее 8,2 г/т, что составляет около 60 % от концентрации его в РААС). Сделано предположение что процессы катагенетических изменений, интенсивность которых нарастает вниз по разрезу, не оказали заметного влияния на исходные концентрации РАЭ в глинистых породах.

Алеврито-глинистые отложения мезозойской части разреза, формирующие флюидоупоры (водоупорные толщи) в составе резервуаров северных районов ЗСОБ, представлены в основном

сероцветными аргиллитами: темно-серыми, до черных, в различной степени углистых, реже серыми. Глинистые и кремнисто-глинистые породы верхнеюрского баженовского горизонта буровато-черные. Аргиллиты тонкоотмученные массивные и в различной степени алевроитистые, алевроитовые, участками в тонком переслаивании с алевролитами. В составе глинистого вещества верхнетриасовых пород преобладает диоктаэдрическая слюда с примесью смешанослойного иллит-сметита; содержание ее увеличивается вверх по разрезу от 40 до 60 %. Содержание каолинита уменьшается от 35 до 5 %, а хлорита варьирует в пределах 15-30 %. Глинистый материал ниже-среднеюрских пород характеризуется существенным преобладанием диоктаэдрической слюды мусковитового типа $2M_1$ (60-80 %) с примесью смешанослойного иллит-сметита. Доля последнего в нижеюрской части разреза часто достаточно велика.

Второй основной минерал глинистой фракции – магнезиально-железистый хлорит (15-40 %). На некоторых уровнях (чаще в основании юрского разреза) к глинистой фракции добавляется каолинит (от 5 до 20 %). В келловей-кимериджских глинистых породах при преобладании диоктаэдрической слюды (65-75 %) с незначительной примесью иллит-сметита наблюдаются близкие содержания хлорита и каолинита (по 10-20 %). Для кероген-карбонатно-глинисто-кремнистой баженовской свиты характерны низкая карбонатность, высокая глинистость, пониженное содержание керогена (Эдер, 2021). Разрезы сложены пачками микститов кремнисто-глинистых, глинисто-кремнистых с прослоями аргиллитов алевроитистых и силицитов. В составе глинистой части пород существенно преобладает диоктаэдрическая слюда, в подчиненном количестве отмечается хлорит, в разной степени проявлен смешанослойный иллит-сметит, иногда разупорядоченный смектит. Состав глинистого вещества нижнемеловых отложений отличается от юрского постоянным присутствием смешанослойных иллит-сметита и смектита, содержание которых в целом увеличивается вверх по разрезу до 25-30 %. Несколько преобладает диоктаэдрическая слюда (30-50 %), количество каолинита варьирует в пределах 25-35 %, снижаясь до 15-20 % вверх по разрезу. Содержание железисто-магнезиального хлорита изменяется незначительно – от 10 до 20 %.

Природа радиоактивности большинства изученных водоупорных толщ мезозойского разреза связана с торием, за исключением баженовской свиты, где доминирует уран. Концентрации U в пределах 1,42-6,94, Th 4,75-19,14 г/т (табл. 3.12, рис. 3.38). Средние концентрации урана составляют 3,02, тория 10,33 г/т, Th/U отношение изменяется от 1,82 до 5,24, в среднем 3,56.

Анализ полученных данных по распределению урана и тория совместно с результатами выполненных ранее гидродинамических исследований нефтегазоносных отложений в регионе (Новиков, 2019) впервые позволил выявить общие черты вертикальной зональности распределения РАЭ в системе вода – порода (рис. 3.39). Как уже отмечалось, в окислительной

геохимической обстановке U растворим значительно лучше, чем Th, хотя он также адсорбируется на поверхности минералов и может связываться во вторичных минеральных фазах. В восстановительной геохимической среде повышения концентрации U и Th с увеличением возраста водовмещающих отложений не наблюдается.

Таблица 3.12. – Распределение урана и тория в водоупорных толщах северных районов Западной Сибири.

Возраст	U, г/т			Th, г/т			Th/U			Кол-во проб, шт.
	Мин.	Макс.	Ср.	Мин.	Макс.	Ср.	Мин.	Макс.	Ср.	
Восстановительные геохимические условия, элизионный водообмен										
1	2,39	3,25	2,70	9,15	10,14	9,49	3,12	3,84	3,56	3
2	1,52	3,07	2,56	5,70	10,77	9,39	3,16	4,15	3,69	12
3	2,16	3,30	2,93	10,13	10,80	10,49	3,20	5,00	3,70	4
4	2,43	3,65	2,98	8,05	19,14	11,63	2,84	5,24	3,86	6
5	4,50	6,94	5,72	8,80	16,47	12,63	1,95	2,37	2,16	2
6	2,14	2,55	2,35	9,77	11,29	10,42	4,32	4,56	4,44	3
7	3,18	3,18	3,18	12,40	13,30	12,85	3,90	4,18	4,04	2
8	2,77	5,73	4,11	11,36	14,20	12,47	2,48	4,28	3,24	3
9	1,65	4,15	3,10	5,42	13,46	9,18	2,49	3,28	3,00	3
10	1,42	4,54	2,98	4,75	8,28	6,51	1,82	3,33	2,58	2
Окислительные геохимические условия, инфильтрационный водообмен										
11	0,50	2,73	1,49	1,37	6,93	4,54	2,41	9,53	3,28	13
12	0,27	2,55	1,30	0,55	7,24	3,54	1,95	3,01	2,46	8
13	1,10	7,30	3,15	4,00	27,00	10,04	0,68	6,72	3,69	14
14	6,10	47,20	21,66	15,50	37,70	28,96	0,47	4,92	1,88	12

Возраст водовмещающих отложений: 1 – альб, 2 – апт, 3 – баррем, 4 – берриас – готерив, 5 – волга, 6 – келловей, 7 – бат, 8 – байос – аален, 9 – геттанг – тоар, 10 – верхний триас; возраст водовмещающих пород с окислительной геохимической обстановкой в южных районах Сибири (Бабин и др., 2015): 11 – Буготакско-Тогучинский вулканический комплекс (D₂), 12 – Укропский вулканический комплекс (D₃), 13 – Приобский комплекс (P₃–T₁), Обской массив, 14 – Барлакский комплекс (T₁₋₂), Колыванский массив.

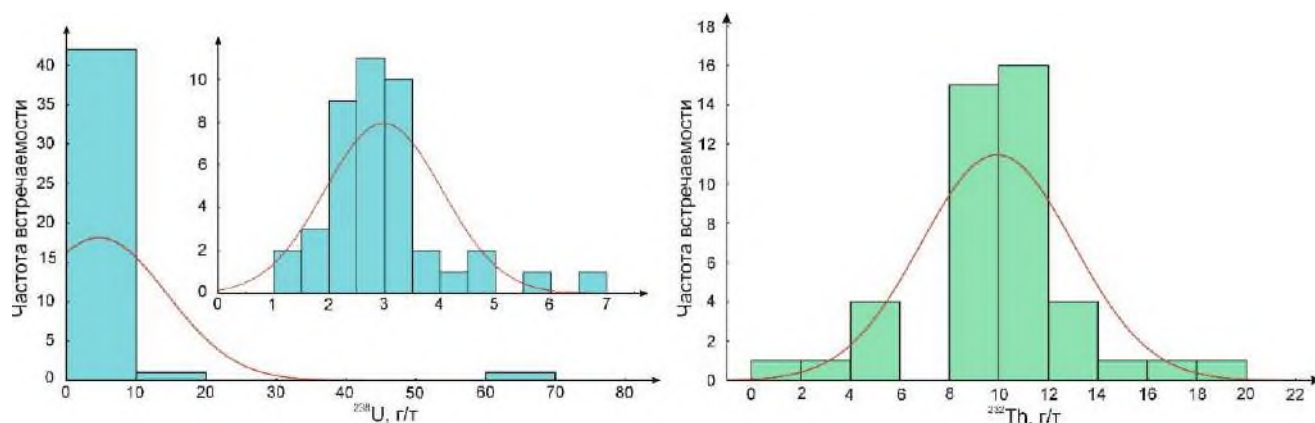


Рисунок 3.38. – Распределение U и Th в мезозойских водоупорных толщах (флюидоупорах) северных районов Западной Сибири.

По мере эволюции осадочно-породного бассейна уплотняющиеся водоупорные толщи (флюидоупоры) были основным источником элизионных вод и в условиях восстановительной геохимической среды принимали активное участие в формировании радионуклидного состава подземных вод и обогащения их в большей мере торием, чем ураном (рис. 3.39, а, б). Вариация Th/U отношения в системе вода – порода (рис. 3.40) в зависимости от возраста водовмещающих пород выявила группу точек (синий овал) в водоносных горизонтах берриаса – валанжина со значением, близким к 0,1. Этот факт мы можем объяснить восходящей разгрузкой элизионных вод, отжатых из баженовской свиты (желтый овал), по зонам тектонических нарушений.

Изученные воды северных районов ЗСОБ весьма разнообразны по химическому составу и значениям общей минерализации (от ультрапресных до слабых рассолов). Содержания природных радионуклидов варьируют в широком интервале (мкг/дм³): U $4,90 \cdot 10^{-4}$ –5,14, Th $1,90 \cdot 10^{-3}$ –8,93. По физико-химическим условиям уран в изученных пробах подземных вод должен быть неподвижен, при этом его значительное количество все же мигрирует за счет образования разнообразных комплексов (в основном $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$) в нейтрально-щелочных условиях. Кроме того, присутствие железа в растворе также влияет на мобилизацию U, который может входить в состав гидроксидов железа при превращении ферригидрита в гетит, а также сорбироваться на последнем. На миграционную способность U также влияют находящиеся в растворе Ca, Mg, HCO_3 и Fe, выступающие комплексообразующими агентами. Th/U отношение изменяется в широком диапазоне (от 0,07 до 93,1), и его максимальные значения характеризуют воды валанжинских водоносных горизонтов, при среднем значении 5,5.

Th/U отношение в водоупорных толщах (флюидоупорах) находится в довольно узком интервале и составляет 1,82–5,23, в среднем 3,56. На этом фоне самыми низкими отношениями Th/U (0,07–1,71) отличается баженовская свита, природа радиоактивности которой связана с ураном. В целом, формирование радионуклидного состава подземных вод нефтегазоносных отложений северных районов ЗСОБ шло в восстановительной среде в условиях элизионного водообмена с высокими пластовыми температурами и давлениями, вплоть до аномально высоких с коэффициентами аномальности до 2,0 и более. Полученные результаты впервые убедительно говорят о значительной роли тория в геохимии подземных вод нефтегазоносных отложений северных районов ЗСОБ, где его средние концентрации более чем в 5 раз превышают содержания урана.

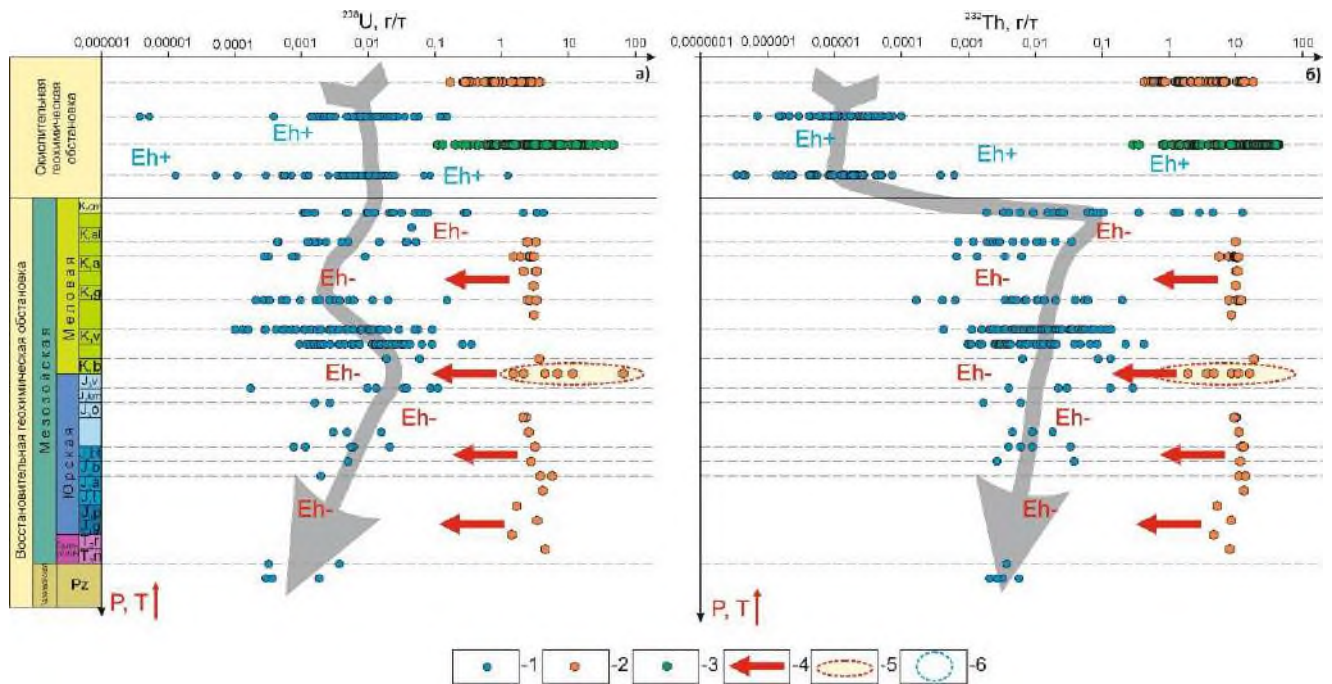


Рисунок 3.39. – Зависимость содержаний U (а) и Th (б) в системе вода-порода от геохимической обстановки и возраста водовмещающих отложений.

Распределение урана и тория: 1 – подземные воды, 2 – водоупоры (флюидоупоры) терригенного состава; 3 – водоупоры (флюидоупоры) магматического происхождения; 4 – миграция радионуклидов в восстановительной среде из водоупорных пород в условиях элизионного водообмена при росте пластовых температур и давлений; 5 – поле значений баженовской свиты; 6 – область влияния баженовской свиты на воды с пониженным Th/U отношением; серая стрелка – тренд изменения средних значений.

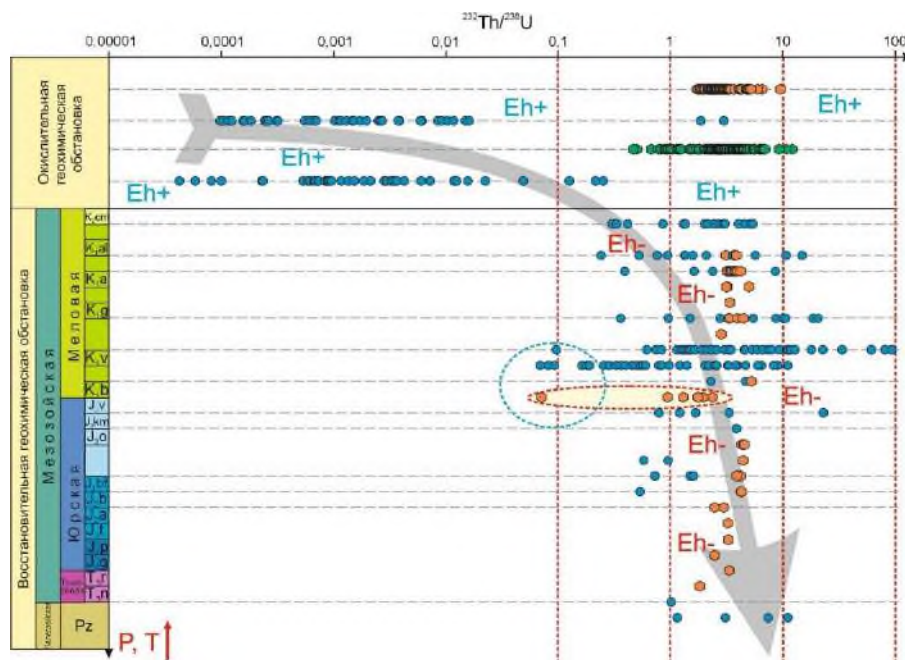


Рисунок 3.40. – Зависимость Th/U отношения в системе вода-порода от геохимической обстановки и возраста водовмещающих отложений. Усл. обозн. см. на рис. 3.39.

3.5. Вертикальная гидрогеохимическая зональность

Сложность геологических условий в пределах северных районов Западной Сибири нашла свое закономерное отражение в гидрогеологических условиях, площадном распространении вод различной минерализации, геохимических и генетических типов. Для большей части Западно-Сибирского артезианского бассейна «работают» классические постулаты нефтегазовой гидрогеологии, говорящие о том, что по мере снижения степени водообмена должна расти общая минерализация подземных вод. Поэтому, в соответствии с гидродинамической зональностью устанавливаются региональные гидрогеохимические закономерности: в окраинных частях бассейна распространены гидрокарбонатно-хлоридные натриевые и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией до 1-3 г/дм³, сменяющиеся по мере погружения горизонтов и продвижения к центральным областям бассейна хлоридными натриевыми водами повышенной минерализации (до 15-20 г/дм³ и более). Такой характер гидрогеохимических зон осложняется в погруженной части бассейна появлением щелочных вод с повышенным содержанием гидрокарбонат-иона и минерализацией до 7-15 г/дм³, иногда выше, а в низах осадочного чехла – слабых хлоридных натриевых рассолов с повышенным содержанием кальция с минерализацией более 50 г/дм³ (Гидрогеология..., 1970; Розин, 1977; Кругликов, Нелюбин и др., 1985; Шварцев, Силкина и др., 2003; Матусевич, Рыльков и др., 2005; Ставицкий, Курчиков и др., 2004; Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, Лепокуров, 2005; Новиков, 2005; Новиков, Шварцев, 2009; Novikov, 2017).

Анализ имеющихся материалов позволил выявить два доминирующих и ряд переходных типов вертикального гидрогеохимического разреза для северных регионов ЗСОБ. Первый отвечает прямой (нормальной) гидрогеохимической зональности и характеризуется ростом общей минерализации подземных вод и содержаний основных макро – и микрокомпонентов по мере погружения водоносных горизонтов, достигая максимальных значений в подземных водах верхнеюрского комплекса. (рис. 3.41. а). Второй, или инверсионный тип отличается от первого снижением общей минерализации с глубиной (рис. 3.41. б) (Новиков, 2010; Новиков и др., 2019).

Так, инверсионный тип вертикальной гидрогеохимической зональности распространен в пределах структур южных районов полуострова Ямал, северных районов Надым-Тазовского междуречья, северо-восточных районов ЗСАБ (полуостров Гыдан и сопредельных к структурам Енисей-Хатангского регионального прогиба территорий). Нормальный тип зональности характеризует северные районы полуострова Ямал и южные Надым-Тазовского междуречья. Здесь, в пределах отложений ниже-среднеюрского комплекса встречаются рассолы хлоридного натриевого состава с величиной общей минерализации более 50 г/дм³ (Малыгинская, Харампурская, Губкинская и другие структуры) (Новиков, 2004).

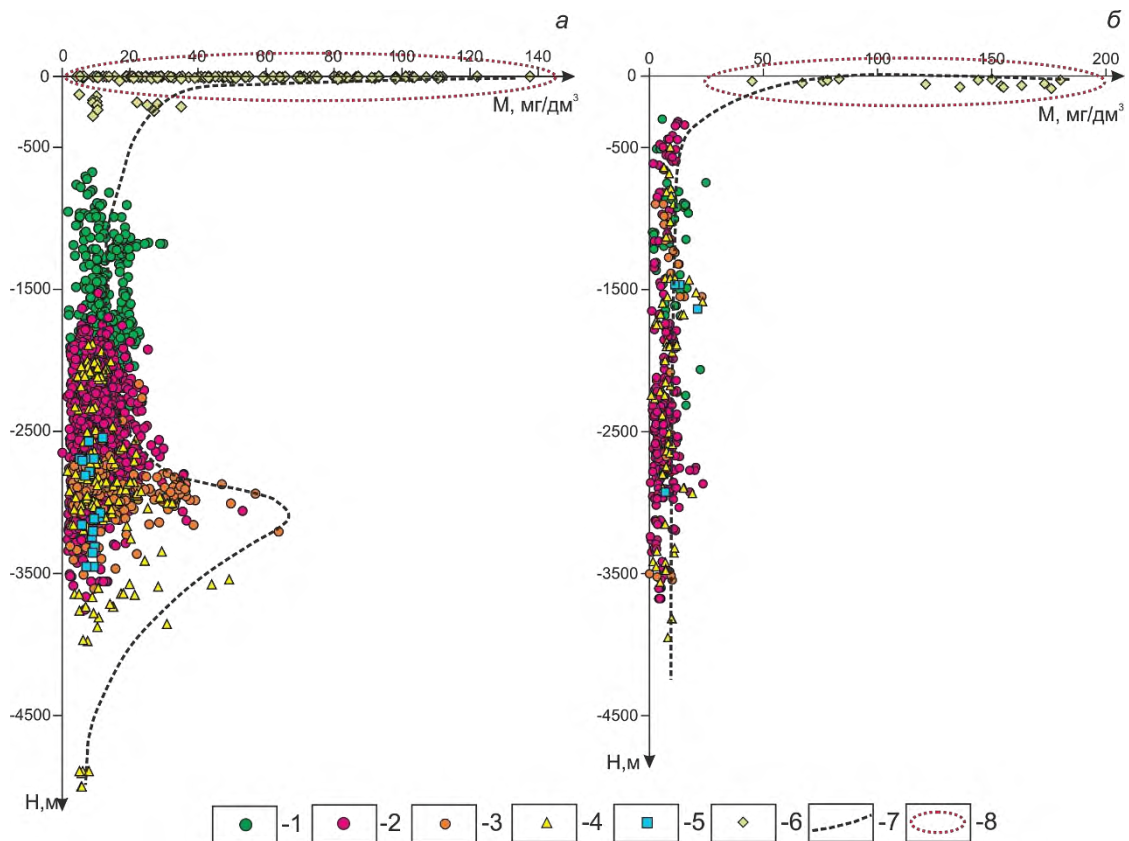


Рисунок 3.41. – Типы вертикальной гидрогеохимической зональности нефтегазоносных отложений северных районов Западно-Сибирского (а) и Енисей-Хатангского (б) бассейнов. Водоносные комплексы: 1 – апт-альб-сеноманский, 2 – неокомский, 3 – верхнеюрский, 4 – нижне-среднеюрский, 5 – доюрские, 6 – полигенетические криопэги; 7 – тренд изменения общей минерализации с глубиной; 8 – потенциальная область распространения криопэггов.

Более детальный анализ гидрогеологических материалов по территории полуострова Ямал показал, что здесь основной причиной инверсии состава подземных вод в его южных районах следует считать близость границ ЗСОБ и, как следствие, значительную степень промытости отложений осадочного чехла.

Прямой (нормальный) тип вертикальной гидрогеохимической зональности, установленный для северных районов Ямала и юга Надым-Тазовского междуречья находит свое объяснение не только в проведенном анализе условий седиментации отложений осадочного чехла и реконструкции захороняющихся сингенетичных вод определенного состава (см. раздел 4.1). Другим возможным источником вод более высокой минерализации в пределах нижне-среднеюрского комплекса могут выступать рассолы, поступающие за счет вертикальной миграции из отложений палеозойского фундамента. Это неоднократно отмечалось в работах Ю.Г. Зими́на, А.Э. Конторовича, И.И. Нестерова, Ф.К. Салманова, А.А. Розина, Н.М. Кругликова, В.В. Нелюбина, О.Н. Яковлева, В.М. Матусевича и многих др. (Розин, 1977;

Кругликов, Нелюбин и др., 1985; Шварцев, Силкина и др., 2003; Матусевич, Рыльков и др., 2005; Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, Лепокуров, 2005).

Необходимо также отметить, что попавшие в отложения чехла воды в течение длительного геологического времени были метаморфизованы в прямом направлении и эволюционировали за счет взаимодействия с вмещающими горными породами (см. раздел 5.1-5.2) и рассеянным органическим веществом. Выявленные выше региональные закономерности в распространении типов вертикальной гидрогеохимической зональности в пределах нижнего гидрогеологического этажа северных районов ЗСОБ значительно усложняются при анализе гидрогеохимических разрезов отдельных месторождений и площадей.

Так, в пределах областей с доминированием нормальной или инверсионной вертикальной гидрогеохимической зональности нами установлены структуры, не подчиняющиеся общим региональным закономерностям. Например, в пределах южной – инверсионной зоны полуострова Ямал вертикальный гидрогеохимический разрез Западно-Яротинской площади имеет нормальный характер, и наоборот, в северной зоне с прямой гидрогеохимической зональностью в пределах Верхнетиутейского, Нейтинского, Тасийского, Северо-, Западно- и Северо-Тамбейского месторождений выявлен инверсионный тип разреза, характерный для южных регионов (Новиков, 2004).

Ранее (Шварцев, Новиков, 2004) было высказано предположение о связи нормального (прямого) типа вертикальной гидрогеохимической зональности с отсутствием в геологическом разрезе вулканогенно-осадочного комплекса триаса. Проверка этой гипотезы на примере месторождений полуострова Ямал и Надым-Тазовского междуречья оказалась справедливой. Все месторождения, имеющие нормальный тип вертикального гидрогеохимического разреза (Бованенковское, Малыгинское и др.) приурочены к областям отсутствия триасовых отложений и наличием под породами осадочного мезозойско-кайнозойского чехла в разной степени метаморфизованных образований палеозойского фундамента. Наличие вод с величиной солености до 12 г/дм³ в пределах верхней части палеозойского фундамента в районе Новопортовской структуры на юге полуострова Ямал (Новиков, 2005) указывает лишь на высокую степень проницаемости отложений, а также влияние процессов нефтегазообразования.

Таким образом, установлено, что основными факторами, оказывающими влияние на характер вертикальной гидрогеохимической зональности в пределах северных районов ЗСОБ являются: 1) характер гидродинамического режима и степень гидрогеологической закрытости недр), 2) обстановки седиментогенеза в разные геологические эпохи, 3) геологическая эволюция системы вода – порода – газ – органическое вещество, 4) наличие в разрезе вулканогенно-осадочного комплекса триаса и 5) вертикальная миграция рассолов из палеозойского фундамента в вышележащие отложения осадочного чехла.

3.6. Степень катагенетических изменений подземных вод

Одним из основных вопросов при изучении геохимии подземных вод нефтегазоносных отложений является оценка катагенетических изменений, произошедших с ними после захоронения. Изучаемые подземные воды развиты в пределах нефтегазоносных отложений северных (арктических) районов одного из крупнейших в мире Западно-Сибирского осадочного бассейна. В пределах Арктического сегмента Земли к настоящему времени выявлено 18 нефтегазоносных бассейнов, которые содержат или могут быть перспективными для поисков углеводородов и гидроминерального сырья (рис. 3.42). Помимо нефтегазоносных бассейнов здесь же находятся три континентальных щита: Канадский, Фенноскандинавский и Анабарский.

Гидрогеологическое строение нефтегазоносных бассейнов Арктики весьма сложное. На их гидрогеохимию оказывают влияние шесть ключевых факторов (Новиков и др., 2024): 1) возраст осадочного выполнения бассейна, определяющий стадию взаимодействия в системе вода – порода – газ – органическое вещество; 2) наличие эвапоритов, к которым приурочены рассолы разной степени катагенетических изменений; 3) процессы магматизма и сопряженная с ними гидротермальная деятельность, оказывающие влияние на осадочные породы и заключенные в них воды; 4) гидродинамический и геотермический режимы недр, контролирующие протекание элизионных процессов и геохимию поровых вод; 5) процессы преобразования органического вещества, нефтегазообразования, миграции, аккумуляции и деградации залежей УВ; 6) наличие в разрезе многолетнемерзлых пород (ММП).

Степень гидрогеологической изученности и освещенности гидрогеохимическими данными в научной литературе нефтегазоносных бассейнов (НГБ) Арктики сильно разнится. Оказалось, что наиболее изучены российские арктические бассейны: Западно-Сибирский, Енисей-Хатангский, Тимано-Печорский, Тунгусский, Лено-Анабарский и Суханский. Среди зарубежных бассейнов следует упомянуть – Бофорт-Маккензи и Свердруп. К сожалению, в научной литературе практически отсутствуют гидрогеохимические материалы по Западно-, Восточно-Гренландскому и Баренцевоморскому нефтегазоносным бассейнам. Их гидрогеохимическая характеристика сведена в настоящей работе при составлении систематики подземных вод Арктики. Гидрогеохимические материалы, послужившие для нее основой, были получены за длительный период времени и представлены электронной базой данных включающей результаты изучения более 4000 скважин (табл. 3.13).

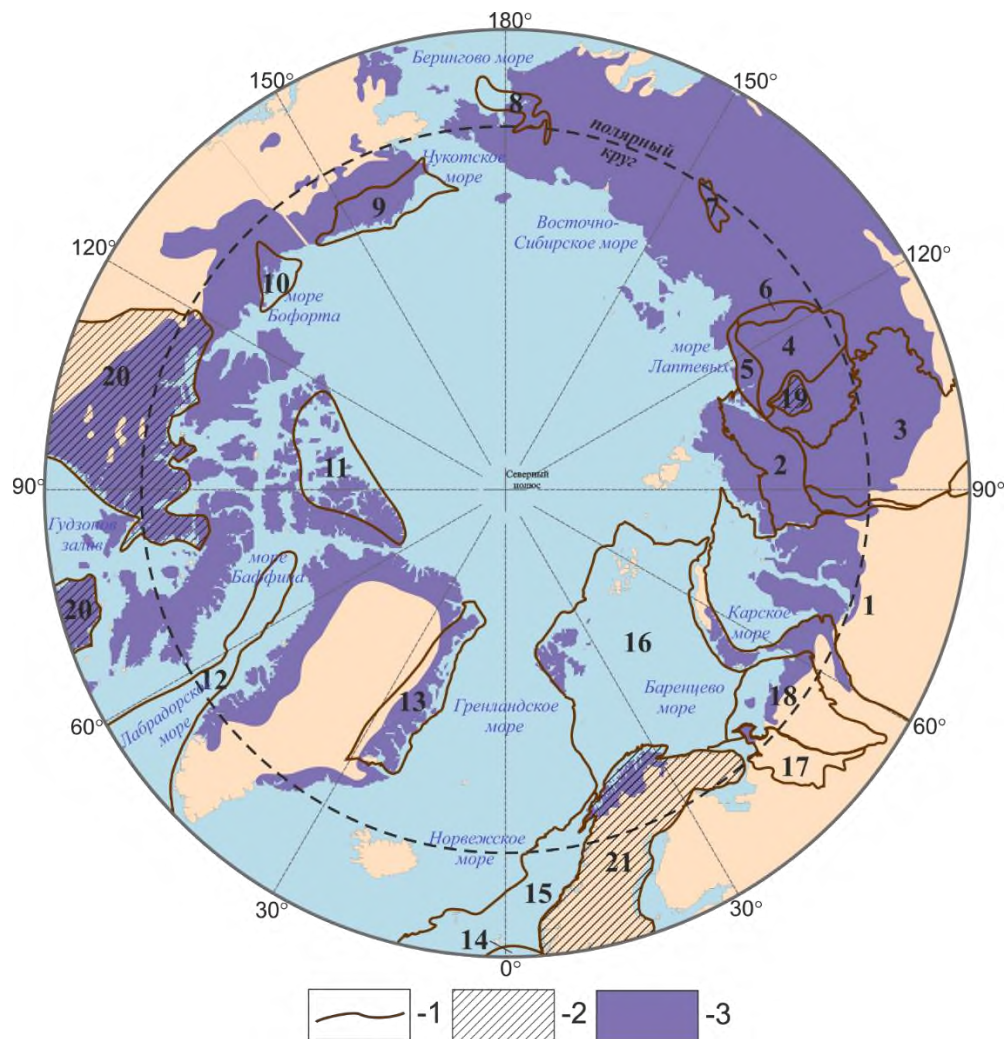


Рисунок 3.42. – Местоположение нефтегазоносных бассейнов Арктики (по Tectonic Map..., 2018; Spencer et.al., 2011; The Sedimentary Basins..., 2019; Новиков и др., 2024).

1 – границы бассейнов: 1 – Западно-Сибирский, 2 – Енисей-Хатангский, 3 – Тунгусский, 4 – Суханский, 5 – Лено-Анабарский, 6 – Предверхоанский, 7 – Индигиро-Зырянский, 8 – Анадырский, 9 – Северо-Аляскинский, 10 – Бофорт-Маккензи, 11 – Свердруп, 12 – Западно-Гренландский, 13 – Восточно-Гренландский, 14 – Североморский, 15 – Норвежский, 16 – Баренцевоморский, 17 – Мезенский, 18 – Тимано-Печорский. 2 – границы AR-PR щитов: 19 – Анабарский (южный склон), 20 – Канадский, 21 – Фенноскандинавский. 3 – потенциальные области развития криопэггов (по Circum-Arctic map..., 1997).

Степень метаморфизации (катагенетических изменений) подземных вод определялась по отношениям Ca/Cl , $\text{Br/Cl} \cdot 10^{-3}$, $\text{Sr/Cl} \cdot 10^{-3}$, поскольку эти процессы наиболее ярко проявляются в увеличении содержаний Ca, Sr и Br за счет взаимодействия с вмещающими горными породами после их захоронения. При описании геохимических особенностей вод были также использованы коэффициенты rNa/rCl и Cl/Br .

Предварительно выделенные генетические типы подземных вод метаморфизованы в разных направлениях (табл. 3.14). При сравнительном анализе гидрогеологических особенностей нефтегазоносных бассейнов Арктики и подземных вод, развитых в их пределах установлено три гидрогеохимические группы. Первая представлена соленоватыми, солеными водами и слабыми рассолами пестрого состава с величиной общей минерализации до $60-70 \text{ г/дм}^3$ (рис. 3.43а).

Они имеют преимущественно $\text{HCO}_3\text{-Cl Na}$, $\text{Cl-HCO}_3 \text{ Na}$, Cl Na , иногда Cl Na-Ca состав. Отличаются низкими отношениями Ca/Cl до 0,05 и $\text{Br/Cl} \cdot 10^3$ до 8, высокими коэффициентами гNa/гCl в интервале 0,9-2,0 и $\text{Cl/Br} - 150-850$ (рис. 3.43б, 3.44). Эти воды повсеместно распространены в водоносных горизонтах молодых мезозойско-кайнозойских обсадочных бассейнов с отсутствием эвапоритов. Они доминируют в пределах молодых бассейнов: Западно-Сибирского, Енисей-Хатангского, Бофорт-Маккензи и северного склона Аляски. В эту группу входят: 1) древние инфильтрационные воды, проникшие в водоносные комплексы при регрессии моря или при инфильтрации в краевых частях бассейнов; 2) слабоизмененные за счет процессов взаимодействия с вмещающими горными породами реликтовые седиментогенные воды; 3) литогенные воды, попавшие в водоносные горизонты при термодегидратации глинистых минералов в условиях элизионного водообмена; 4) конденсатогенные воды, сформированные одновременно с залежами УВ, локализованные в приконтурных зонах на уровне газоводяных контактов.

Вторая группа включает в себя рассолы осадочных бассейнов с эвапоритами, сформированными во временном интервале от девона до перми, с величиной общей минерализации до $300-320 \text{ г/дм}^3$ (стадии садки галита). Рассолы имеют преимущественно Cl Na и Cl Na-Ca состав. Величины основных генетических коэффициентов варьируют в следующих интервалах: Ca/Cl от 0,05 до 0,2, $\text{Br/Cl} \cdot 10^3$ от 8 до 10, гNa/гCl от 0,6 до 0,9 и Cl/Br от 120 до 800 (рис. 3.43б, 3.44). На этом фоне инфильтрационные рассолы выщелачивания каменной соли, развитые в пределах солянокупольных структур Лено-Анабарского бассейна, отличаются наиболее низким Ca/Cl отношением, которое составляет менее 0,01. Эти рассолы распространены в пределах соленосных толщ Лено-Анабарского, Свердруп, Североморского, Норвежского, Мезенского и Тимано-Печорского бассейнов. В генетическом плане они представлены: древними инфильтрационными рассолами выщелачивания каменной соли и 2) седиментогенными рассолами эвапоритовых толщ.

Таблица 3.13 – Характеристика нефтегазоносных бассейнов Арктики.

Бассейны	Возраст отложений	Возраст эвапоритов	Мощность ММП, м	Интервал изучения, м	Доминирующий химический тип воды	М*, г/дм ³	Источник
Западно-Сибирский	Pz-Q	–	500	1005-4567	Cl Na, Cl-HCO ₃ Na, HCO ₃ -Cl Ca-Na	1,2-123,4	Гидрогеология..., 1970; Карцев и др., 1986; Кругликов и др., 1985; Мельников, Спесивцев, 1995; Стрелецкая, Лейбман, 2002; Ставицкий и др., 2004; Шварцев, Новиков, 2004; Матусевич и др., 2005; Новиков, 2005; Криосфера..., 2013; Новиков, 2019; Новиков и др., 2019а, б; Новиков, 2020; Novikov, 2020a; Новиков и др., 2020a
Енисей-Хатангский	Pz-Q	–	700	180-3957	Cl Na, Cl-HCO ₃ Na	1,0-180,0	Гинсбург, Иванова, 1971; Иванова, Мелькановицкая, 1973; Гинсбург, Иванова, 1977; Кох, 2014; Кох, Новиков, 2014; Новиков, 2017; Формугина, 2018; Novikov, 2018; Новиков, Борисов, 2020; Новиков, Борисов, 2021
Тунгусский	Rf-T	Є ₁₋₂	800	115-3727	Cl Ca, Cl Ca-Na	50,2-469,6	Анциферов и др., 1971; Вожов, 1987; Анциферов, 1989; Шварцев, 2000; Букаты, 2009; Novikov, Trifonov, 2016; Novikov et.al., 2018в; Сидкина, 2018; Novikov et.al., 2019b; Gordeeva et.al., 2021
Суханский	Pr-Є	Є ₁	1000	120-2702	Cl Ca, Cl Ca-Mg	4,5-439,3	Мерзлотно-..., 1984; Геология..., 1986; Дроздов, Мельников, 2015; Алексеев и др., 2017; Алексеева, Алексеев, 2018; Каширцев и др., 2019; Новиков и др., 2020б

Бассейны	Возраст отложений	Возраст эвапоритов	Мощность ММП, м	Интервал изучения, м	Доминирующий химический тип воды	М*, г/дм ³	Источник
Лено-Анабарский	Ar-K	D ₁	650	87-3500	Cl Na, Cl Na-Ca	0,1-333,0	Калинко, Сиденко, 1955; Калинко, 1958; Новиков, Сухорукова, 2012; Novikov, 2017; Novikov, 2018; Черных, 2018; Черных, Новиков, 2018; Новиков, Черных, 2019; Черных, Новиков, 2020
Предверхоянский	Rf-K	–	800	1222-1616	Cl Na-Ca	17,5-48,4	Дело скв. Джарджанская 1 (опорная)
Индиголо-Зырянский	J-N	–	300	0-450	Cl Na, HCO ₃ Na	0,3-6,9	Глотов, 2008
Анадырский	D-Q	–	220	0-3000	Cl Na, Cl-HCO ₃ Na, HCO ₃ Na	0,6-96,0	Гончаров и др., 2001; Глотов, Глотова, 2007; Глотов, 2008; Глотов, Глотова, 2015
Северо-Аляскинский	D-Q	–	400	503-2804	Cl Na	0,8-27,2	MacCarthy, 1952; Brewer, 1958; Williams, 1970; Osterkamp, Payne, 1981; Lachenbruch et al., 1982; Kharaka, Carothers, 1988; Batir et al., 2013
Бофорт-Маккензи	Є-Q	–	600	460,2-4444	Cl-HCO ₃ Na	0,1-30,0	Hitchon et.al., 1990; Grasby, Chen, 2008; Grasby et al., 2009; Chen et al., 2010; Grasby et al., 2011
Свердруп	S-Ne	C ₃	550	318-3512	Cl Na, Cl Na-Ca	0,9-233,0	Chen et.al., 2010; Grasby et al., 2011; Grasby et al., 2012; Embry, Beauchamp, 2019
Североморский	C-Q	P-T	нет	1579-4365	Cl Na, Cl Na-Ca	9,8-168,4	Somerville et al., 1987; Barth, 1991; Georgie et al., 1992; Jacobs et al., 1992; Bjorlykke, 1998; Andersen et al., 2000; Ziegler et al., 2001; Lippmann, 2012

Бассейны	Возраст отложений	Возраст эвапоритов	Мощность ММП, м	Интервал изучения, м	Доминирующий химический тип воды	М*, г/дм ³	Источник
Норвежский	C-Q	C ₂ -P ₁	нет	1576-4403	Cl Na, Cl Na-Ca	18,2-290,1	Kharaka et al, 1987; Egeberg, Aagaard, 1989
Мезенский	Rf-P	C ₂ -P ₁	120	155-4900	Cl Na, Cl Na-Ca	0,3-284,0	Гидрогеология..., 1969; Малов, 2001; Malov, 2004; Аплонов и др., 2004
Тимано-Печорский	Є-K	P ₁	500	78,5-4241	Cl Na, Cl Na-Ca	7,2-209,5	Ланина и др., 2006; Зытнер, Чибицова, 2013
Анабарский щит	Ar-O	–	1100	120-1728	Cl Ca-Na	0,1-404,3	Бодунов и др., 1986
Канадский щит	Ar-D	–	500	50-1800	Cl Ca-Na	0,2-325,0	Frape, Fritz, 1982; Frape et.al., 1984; Bottomley et.al., 1994; Frape et.al., 2004; Stotler et.al., 2010; Stotler et.al., 2012
Фенноскандинавский щит	Ar-Pz ₁	–	200	0-1420	Cl Ca, Cl Ca-Na	0,6-166,2	Starinsky, Katz, 2003; Stotler et.al., 2010; Stotler et.al., 2012

Примечание: М* - величина общей минерализации.

Таблица 3.14 – Характеристика подземных вод нефтегазоносных бассейнов Арктики.

Бассейны	rNa/rCl	Ca/Cl	(Br/Cl)·10 ³	Cl/Br	B/Br
Западно-Сибирский	0,7 - 2,00 (0,97)	0,001 - 0,145 (0,048)	1,03 - 6,32 (3,59)	135,3 - 553,1 (281,7)	0,011-15,27 (0,67)
Енисей-Хатангский	0,88 - 2,01 (1,24)	0,001 - 0,055 (0,030)	0,41 - 8,76 (4,23)	83,3 - 563,8 (217,9)	0,0002-100 (2,46)
Тунгусский	0,20 - 0,50 (0,36)	0,180 - 0,355 (0,275)	13,70 - 22,80 (19,23)	31,3 - 92,8 (53,5)	0,0003-1,56 (0,14)
Суханский	0,05 - 0,34 (0,18)	0,249 - 0,470 (0,353)	9,95 - 27,7 (19,99)	34,1 - 100,5 (51,9)	0,0001-0,059 (0,163)
Лено-Анабарский	0,93 - 1,01 (0,98)	0,004 - 0,019 (0,012)	н.д.	н.д.	н.д.
Предверхоянский	0,51 - 0,56 (0,54)	0,249 - 0,277 (0,262)	0,82 - 1,99 (1,47)	441,7 - 695,9 (547,1)	0,0009-0,06 (0,034)
Индигино-Зырянский	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
Анадырский	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
Северо-Аляскинский	0,97 - 1,11 (1,06)	0,003 - 0,021 (0,015)	3,46 - 5,25 (4,62)	190,3 - 288,9 (220,8)	0,4-2,9 (1,7)
Бофорт-Маккензи	0,88 - 1,90 (1,21)	0,0002 - 0,082 (0,016)	н.д.	н.д.	н.д.
Свердруп	0,32 - 1,06 (0,84)	0,007 - 0,380 (0,071)	н.д.	н.д.	н.д.
Североморский	0,58 - 1,13 (0,90)	0,003 - 0,196 (0,057)	3,57 - 6,29 (4,71)	139,4 - 280,0 (209,9)	0,09-1,29 (0,57)
Норвежский	0,59 - 1,08 (0,88)	0,003 - 0,186 (0,055)	3,89 - 7,18 (5,04)	139,2 - 257,3 (199,1)	н.д.
Мезенский	0,47 - 1,05 (0,77)	0,004 - 0,279 (0,110)	0,90 - 8,81 (3,85)	113,5 - 720,0 (322,2)	н.д.
Тимано-Печорский	0,53 - 1,02 (0,75)	0,017 - 0,230 (0,112)	0,27 - 8,99 (3,88)	111,2 - 657,8 (276,0)	0,02-4,66 (0,33)
Анабарский щит	0,09 - 0,34 (0,23)	0,297 - 0,388 (0,341)	16,02 - 23,30 (19,41)	38,1 - 62,4 (49,7)	0,01-0,06 (0,03)
Канадский щит	0,07 - 0,67 (0,35)	0,181 - 0,611 (0,362)	3,65 - 15,25 (9,51)	70,6 - 190,9 (116,1)	н.д.
Фенноскандинавский щит	0,17 - 0,7 (0,47)	0,175 - 0,492 (0,305)	0,05 - 0,70 (0,53)	94,0 - 252,2 (143,7)	н.д.

Примечание: минимум - максимум (среднее), н.д. – нет данных.

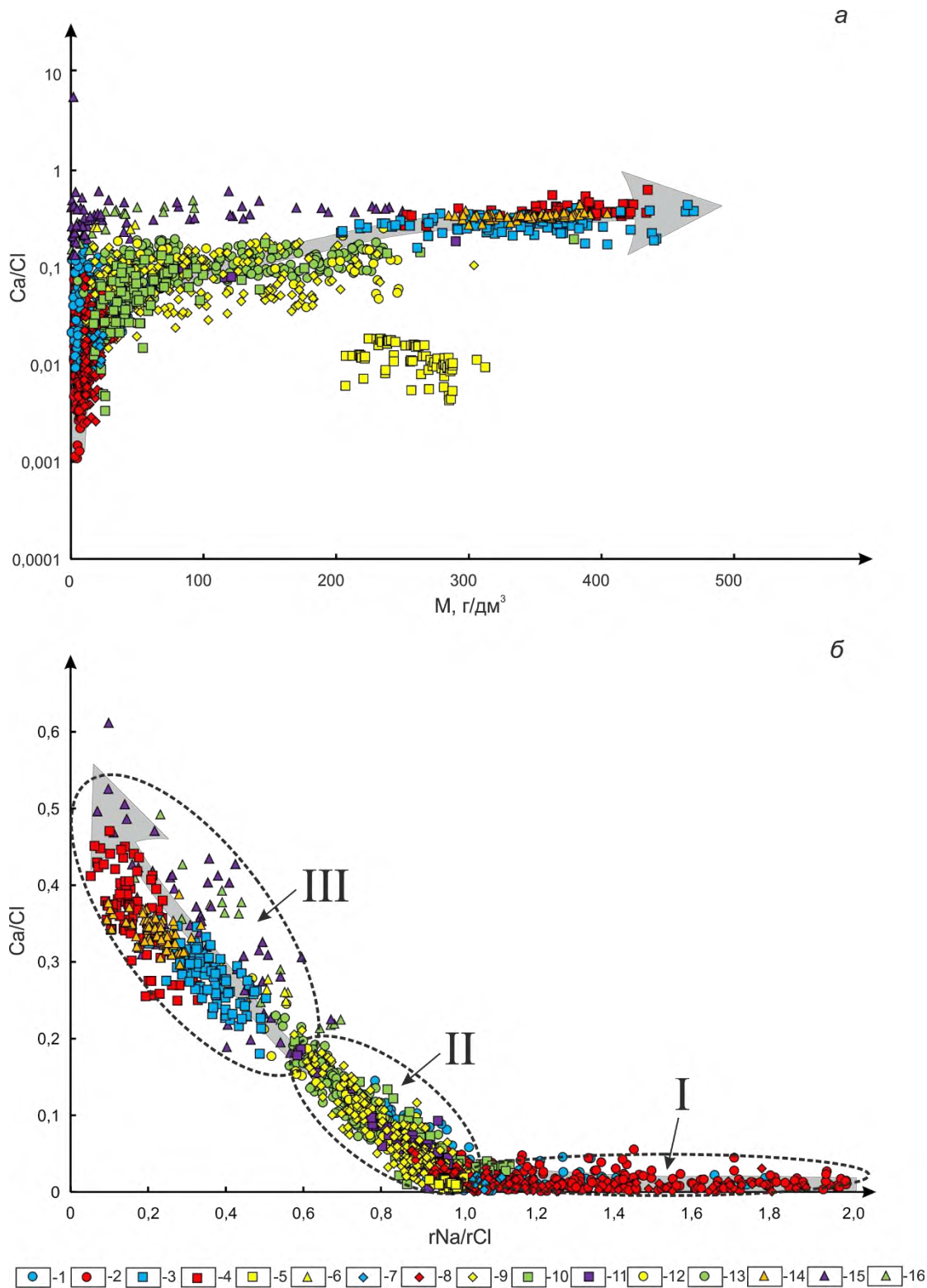


Рисунок 3.43. – Зависимость Ca/Cl отношения от величины общей минерализации подземных вод нефтегазоносных бассейнов Арктики (а) и коэффициента $r\text{Na/rCl}$ (б).

Гидрогеохимические области: I – молодых осадочных бассейнов с отсутствием эвапоритов, II – осадочных бассейнов с эвапоритами (от девона до перми), III – древних осадочных бассейнов с кембрийскими эвапоритами и кристаллических щитов архей-протерозойского возраста.

Бассейны: 1 – Западно-Сибирский, 2 – Енисей-Хатангский, 3 – Тунгусский, 4 – Суханский, 5 – Лено-Анабарский, 6 – Предверхоянский, 7 – Северо-Аляскинский, 8 – Бофорт-Маккензи, 9 – Свердруп, 10 – Североморский, 11 – Норвежский, 12 – Мезенский, 13 – Тимано-Печорский. Кристаллические щиты: 14 – Анабарский; 15 – Канадский; 16 – Фенноскандинавский. Стрелкой показано направление метаморфизации (катагенетических изменений) состава подземных вод.

Минерализация рассолов третьей гидрогеохимической группы достигает 450-470 г/дм³ и представлена рассолами древних осадочных бассейнов с кембрийскими эвапоритами и кристаллических щитов архей-протерозойского возраста (см. рис. 3.43а). По химическому составу рассолы относятся к Cl-Na, Cl-Na-Ca, Cl-Ca-Na, Cl-Ca-Mg и Cl-Ca, при доминировании смешанных Cl-Ca-Na и Cl-Na-Ca типов. Они характеризуются высокими отношениями Ca/Cl от 0,2 до 0,6 и Br/Cl·10³ от 10 до 28, низкими коэффициентами rNa/rCl в интервале 0,1-0,6 и Cl/Br – 50-150 (рис. 3.43б, 3.44). Рассолы этой гидрогеохимической группы установлены в пределах нефтегазоносных отложений Тунгусского и Суханского бассейнов, а также в границах Анабарского, Канадского и Фенноскандинавского кристаллических щитов. В эту группу входят: 1) седиментогенно-инфильтрационные рассолы межсолевых горизонтов и 2) инфильтрационные рассолы щитов, подвергшиеся процессам геологически длительного взаимодействия в системе вода – порода.

В геохимическом плане наибольшую загадку представляют широко распространенные в пределах ММП рассолы, возникшие благодаря процессам криогенного метаморфизма. Это крайне малоизученные полигенетические криопэги с величиной общей минерализации до 400 г/дм³.

Таким образом, выстраивается геохимический ряд по степени катагенетических изменений подземных вод, распространённых в нефтегазоносных бассейнах Арктики. На самой начальной стадии находятся воды пестрого химического состава молодых осадочных бассейнов с отсутствием эвапоритов. Затем следуют рассолы осадочных бассейнов с галогенными формациями девонского и пермского возраста. Заключительным звеном в этой цепи с максимальной степенью метаморфизации химического состава выступают сверхкрепкие рассолы древних осадочных бассейнов с кембрийскими соленосными толщами и кристаллических щитов архей-протерозойского возраста (см. рис. 3.43, 3.44).

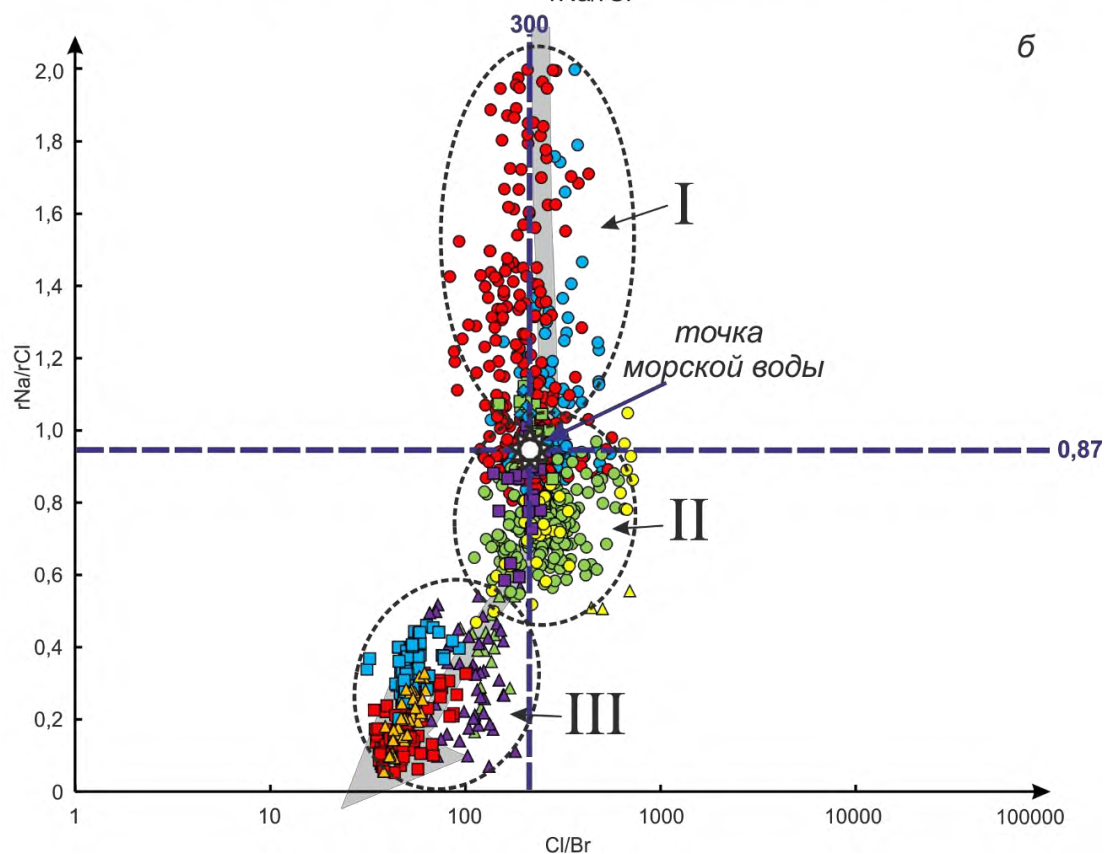
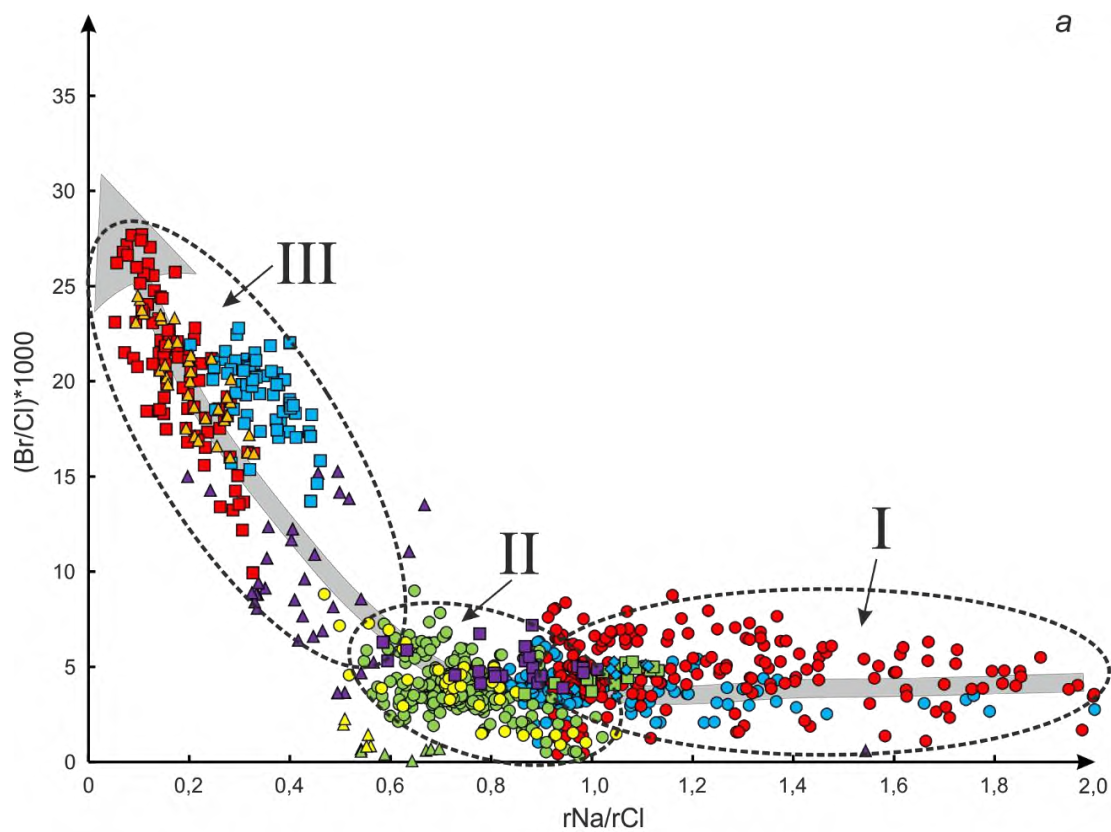


Рисунок 3.44. – Зависимость отношения $\text{Br/Cl} \cdot 10^3$ от коэффициента $r\text{Na/rCl}$ (а) и коэффициента $r\text{Na/rCl}$ от Cl/Br отношения (б) в подземных водах нефтегазоносных бассейнов Арктики. Условные обозначения см. на рис. 3.43.

Подземные воды юрско-меловых водоносных комплексов северных и арктических районов ЗСОБ по всем геохимическим характеристикам относятся к первой гидрогеохимической группе начальной стадии катагенетических изменений. Сложнее ситуация обстоит при рассмотрении степени метаморфизации подземных вод доюрских водоносных комплексов ЗСОБ, величина общей минерализации которых варьирует в очень большом диапазоне 1,4 до 209,3 г/дм³ (Новиков и др., 2020). По химическому составу подземные воды относятся преимущественно к хлоридным натриевым (по С.А. Шукареву). Наименее изученной в гидрогеохимическом отношении является рассматриваемая нами северная часть Западной Сибири, где минерализация подземных вод доюрских отложений редко превышает 15-20 г/дм³. Так, на Новопортовском месторождении в юго-восточной части полуострова Ямал выявлены воды Cl-HCO₃ Na состава с величиной общей минерализации до 12 г/дм³ (см. раздел 3.1). Наиболее минерализованные воды характеризуют вендские и кембрийские водоносные комплексы в пределах Предъенисейской зоны – одноименного осадочного бассейна на юго-востоке ЗСОБ. Предъенисейская зона характеризуется переходным типом гидрогеологических структур палеозойского и допалеозойского разреза между Западно-Сибирским и Тунгусским артезианскими бассейнами со всеми вытекающими отсюда следствиями: параметрами залегания вод, проницаемости отложений, химического и газового составов, газонасыщенности, вертикальной зональности и т.д. Верхняя часть геологического разреза промыта инфильтрационными водами до глубины 2-2,5 км. Глубже залегают древние седиментогенные воды средней стадии метаморфизации (Новиков, Шварцев, 2009).

ГЛАВА 4. ЭВОЛЮЦИЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В МЕЗОЗОЕ

Зарождение палеогидрогеологических исследований осадочных бассейнов связано с именем П.Н. Чирвинского (Чирвинский, 1933). В дальнейшем развитии этого научного направления занимались выдающиеся исследователи: А.М. Никаноров, Л.А. Абукова, К.И. Маков, А.М. Овчинников, Е.А. Басков, Е.В. Пиннекер, Е.А. Барс, Я.А. Ходжакулиев, Л.Г. Борзасекова, А.Н. Семихатов, Р.И. Быков, Г.П. Якобсон, С.Б. Вагин, М.А. Гатальский, А.А. Карцев, А.А. Розин, А.Д. Назаров, В.М. Матусевич, Е.И. Сорокова, В.П. Шугрин и многие другие (Карцев, 1963; Карцев, 1969; Грамберг, 1973; Никаноров и др., 1975; Басков, 1983; Ходжакулиев, 1985; Sadykova, Dultseva, 2017). Активное развитие палеогидрогеологических исследований в странах Европы, Америки, Азии и Ближнего Востока обязано появлению изотопных методов исследований, изучению газово-жидких включений в минералах и т. д. (Anadon, Julia, 1990; Bish, Aronson, 1993; Cheikh et al., 2012; Drake, Tullborg, 2009; Dublyansky, Spötl, 2010; Feng et al., 1999; Forester et al., 2005; Garel et al., 2013; Guo и et al., 2018; Harrington et al., 2013; Hendry et al., 2013; Hengstum et al., 2010; Hill, Schild, 2017; Ilani et al., 1988; Jensen et al., 2006; Karim et al., 2012; Khan, Tewari, 2011; Beaudoin et al., 2011; Kraemer et al., 2014; Kraus et al., 2013; Li et al., 2001; Marchegiano et al., 2019; Mather et al., 2018; Milodowski et al., 2018; Musgrove et al., 2001; Möller et al., 207; Neymark et al., 2002; Ortega et al., 2012; Paces et al., 2010; Paces, Whelan, 2012; Pagel et al., 2018; Quade et al., 2003; Rosenthal et al., 2006; Rosenthal et al., 1998; Ross et al., 2017; Sadofsky, Bebout, 2004; Swenson et al., 2004; Veizer, Prokoph, 2015; Wallin, Peterman, 1999; Walvoord et al., 2004; Yousif et al., 2018; Zak et al., 2011). Но даже несмотря на большие достижения в палеогидрогеологической области, многие вопросы до сих пор остаются недостаточно изученными. Для решения вопросов о формировании состава подземных вод, их генезиса, типа вертикальной гидрогеохимической зональности, а также протекании процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления необходимо привлекать комплекс данных из области гидрогеологии, литологии, стратиграфии, тектоники и т.д. (Садыкова и др., 2018; Novikov et al., 2019). На данный момент можно с уверенностью утверждать, что ресурсы углеводородов в российской Арктике уникальны по объемам и разнообразию и могут достигать 70,6 млрд т нефти, 202,2 трлн м³ свободного газа, 5429,8 млрд м³ попутного газа и 7703,2 млн т конденсата (Конторович и др., 2013, Конторович, 2015).

4.1. Палеогидрогеохимические реконструкции

Согласно А.А. Карцеву, С.Б. Вагину и Е.А. Баскову (Карцев и др., 1969; Конторович и др., 2014), гидрогеологический цикл включает в себя два этапа. Первый этап – седиментационный (элизийонный), в течение которого захораниваются одновременно с осадками сингенетичные

седиментогенные воды. Второй – инфильтрационный этап, когда в осадочный бассейн проникают инфильтрационные воды, постепенно вытесняя и замещая седиментационные (Карцев и др., 1969; Карцев и др., 2015). В основе выделения элизионных и инфильтрационных циклов лежат данные о преимущественно морском и континентальном режиме осадконакопления соответственно, полученные при анализе палеогеографических карт и лито-фациальных схем (Конторович и др., 2013; Конторович и др., 2014). Названия некоторым циклам дается по приуроченности к ярусам стратиграфической шкалы, ввиду несоответствия их границам эратем, систем или отделов). Значительное место отводится интерпретации каротажных диаграмм с целью выделения песчаников/алевролитов и глин/аргиллитов в разрезах глубоких скважин. Основой для палеогидрогеохимических реконструкций послужили методика восстановления солевого состава вод древних бассейнов (Sadykova, Dultseva, 2017; Садыкова и др., 2018), палеогеографические карты на юрский и меловой периоды, составленные сотрудниками ИНГГ СО РАН (Конторович и др., 2013; Конторович и др., 2014), информационный банк данных лаборатории гидрогеологии осадочных бассейнов Сибири ИНГГ СО РАН по северным и арктическим районам ЗСОБ.

Периодизация гидрогеологической истории нефтегазоносных отложений северных районов ЗСОБ позволила выделить в триасово-меловое время три гидрогеологических цикла: индско-синемюрский, плинсбахско-сеноманский и туронско-сераваллийский (рис. 4.1) (Новиков и др., 2019). Начало формирования осадочного чехла связано с образованием туринской серии (вулканогенно-осадочной) в раннем триасе. Преобладающими обстановками осадконакопления являлись аллювиальные и аккумулятивные равнины, которые были обрамлены возвышенными территориями на западе и востоке. Новая Земля и Таймырские горы служили источниками сноса в северной части. В среднем триасе в исследуемом регионе доминировали денудационные процессы и процессы инфильтрации атмосферных вод.

В плинсбахе началась трансгрессия моря (рис. 4.2.). Морской бассейн был мелководным (до 25 м) с опресненными водами. Гыданский и Ямальский полуострова были представлены зоной мелководья, где вследствие неустойчивого морского режима и речного стока происходили значительные колебания солености вод от 2 до 15 г/дм³, на что указывает бедность органического мира (аммониты и брахиоподы немногочисленны, при высоком содержании пелеципод, характерных для морских побережий), а также поглощенный комплекс глин (низкие содержания K^+ и Mg^{2+} и высокие – Na^+ и Ca^{2+}) (Грамберг, 1973; Шурыгин и др., 2000). Совместно с ними захоранивались преимущественно Cl Na воды с высокими содержаниями HCO_3^- и Ca^{2+} с величиной общей минерализации 2–5 г/дм³ (Новиков и др., 2018; Novikov et al., 2018; Новиков и др., 2019; Черных и др., 2020). В южном направлении происходила смена обстановок от прибрежно-морских к континентальным и преобладали процессы инфильтрации атмосферных

осадков. Прибортовые районы бассейна представляли собой возвышенную равнину. Таймырская, Новоземельская, Уральская и Средне-Сибирская возвышенности являлись источниками сноса и внешними областями инфильтрационного питания, в пределах которых захоранивались $\text{HCO}_3 \text{ Ca}$ воды с минерализацией, не превышающей $0,5 \text{ г/дм}^3$. В тоарское время произошла крупнейшая в ранней и средней юре трансгрессия. Существенно расширилась область морского осадконакопления и произошло углубление морского бассейна. В центральной части бассейна (Карская, Антипаютинско-Тадебияхинская и Большехетская мегасинеклизы и Агапско-Енисейский желоб) глубины моря достигали 100 м, а соленость сингенетичных вод могла достигать 30 г/дм^3 (Новиков и др., 2019; Черных и др., 2020). В глубоководной части накапливались илы китербютской свиты, которая впоследствии стала одной из нефтематеринских толщ. Находки морской фауны (ростры белемнитов, двустворки, фораминиферы) подтверждают установление нормально-морского режима седиментации в регионе (Шурыгин и др., 2000).

Низменная аккумулятивная равнина окаймляла тонкой полосой возвышенные денудационные равнины вдоль западного и восточного берегов бассейна и в целом имела те же очертания, что и в плинсбахе. В позднем тоаре – раннем аалене на северо-западе, за счет расширения зоны мелководья (до 25 м), сократилась площадь морского осадконакопления (25–100 м). В составе осадков в центральной части бассейна по-прежнему доминировала глинистая составляющая, а к бортам фиксировалось увеличение доли алевроито-песчаной составляющей и появление пластов песчаников. Прибрежная и денудационная равнины также оставались в прежних границах. Во второй половине аалена и начале байоса происходили кратковременные повышения уровня моря и незначительные изменения климата, что не оказало влияния на гидрогеологическую историю (рис. 4.4-4.6).

В батском веке продолжилось прогибание арктических регионов Западной Сибири и увеличились периоды трансгрессии, но положение зон морской седиментации практически не изменилось (Новиков и др., 2018; Novikov et al., 2018; Новиков и др., 2019). На севере региона зона мелководья расширилась за счет затопления низменной аккумулятивной равнины, окаймляющей борта бассейна (рис. 4.7). Продолжение обширной морской трансгрессии в келловейское время повлекло дальнейшее углубление морского бассейна, который занимал практически всю площадь ЗСОБ, за исключением его южных окраин. В это время в глубоководно-морских условиях накопились мощные глинистые толщи гольчихинской и яковлевской свит, которые являются региональными водоупорами. Глубина моря в наиболее погруженной части достигала 400 м. Соленость вод бассейна повышалась до 35 г/дм^3 .

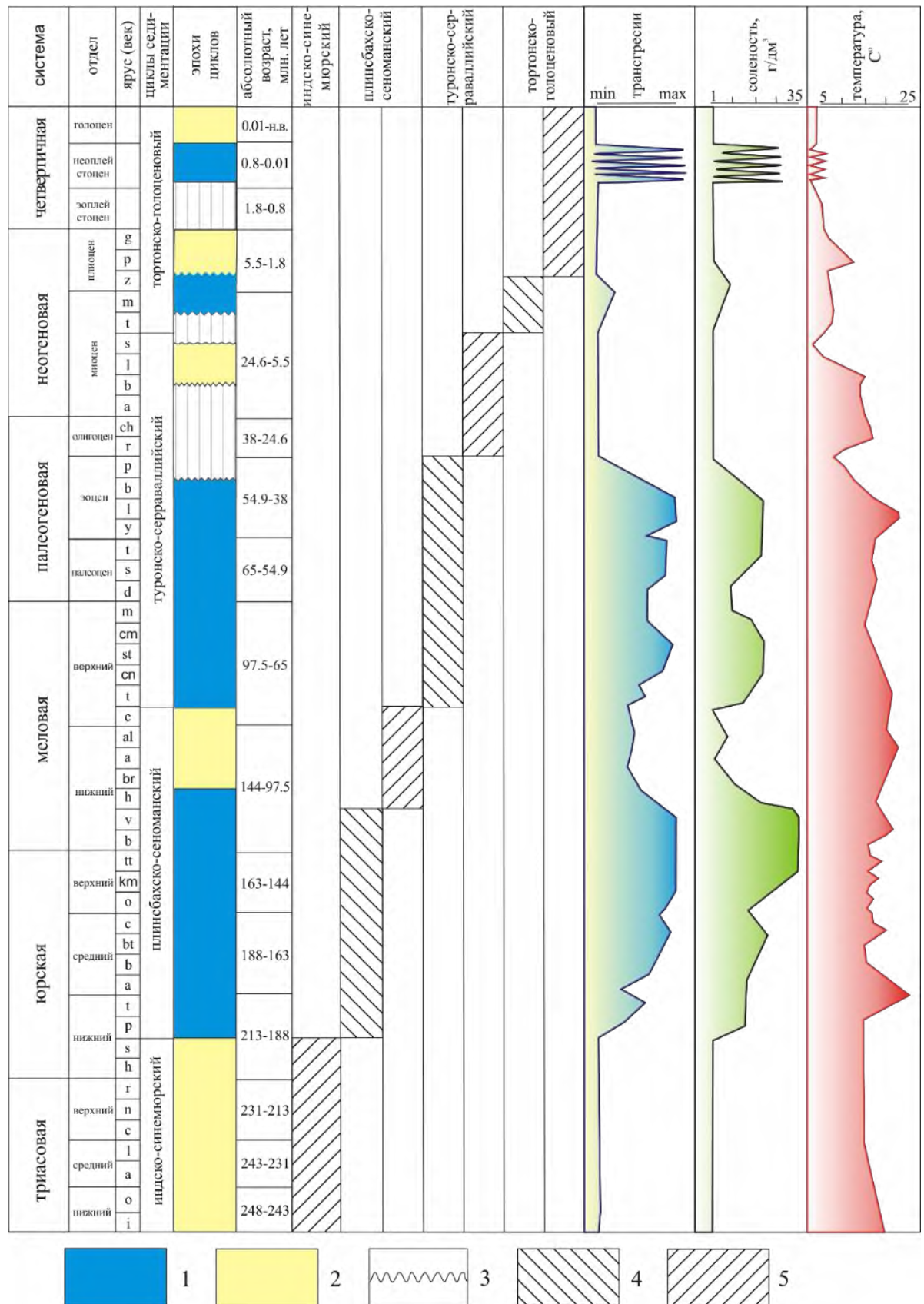


Рисунок 4.1. – Схема периодизации гидрогеологической истории и характеристика палеосреды северной части Западно-Сибирского мегабассейна.

Циклы седиментации: 1 – эпоха трангрессии моря, 2 – регрессии моря; 3 – зоны размыва пластов; гидрогеологический этап: 4 – элизионный; 5 – инфильтрационный.

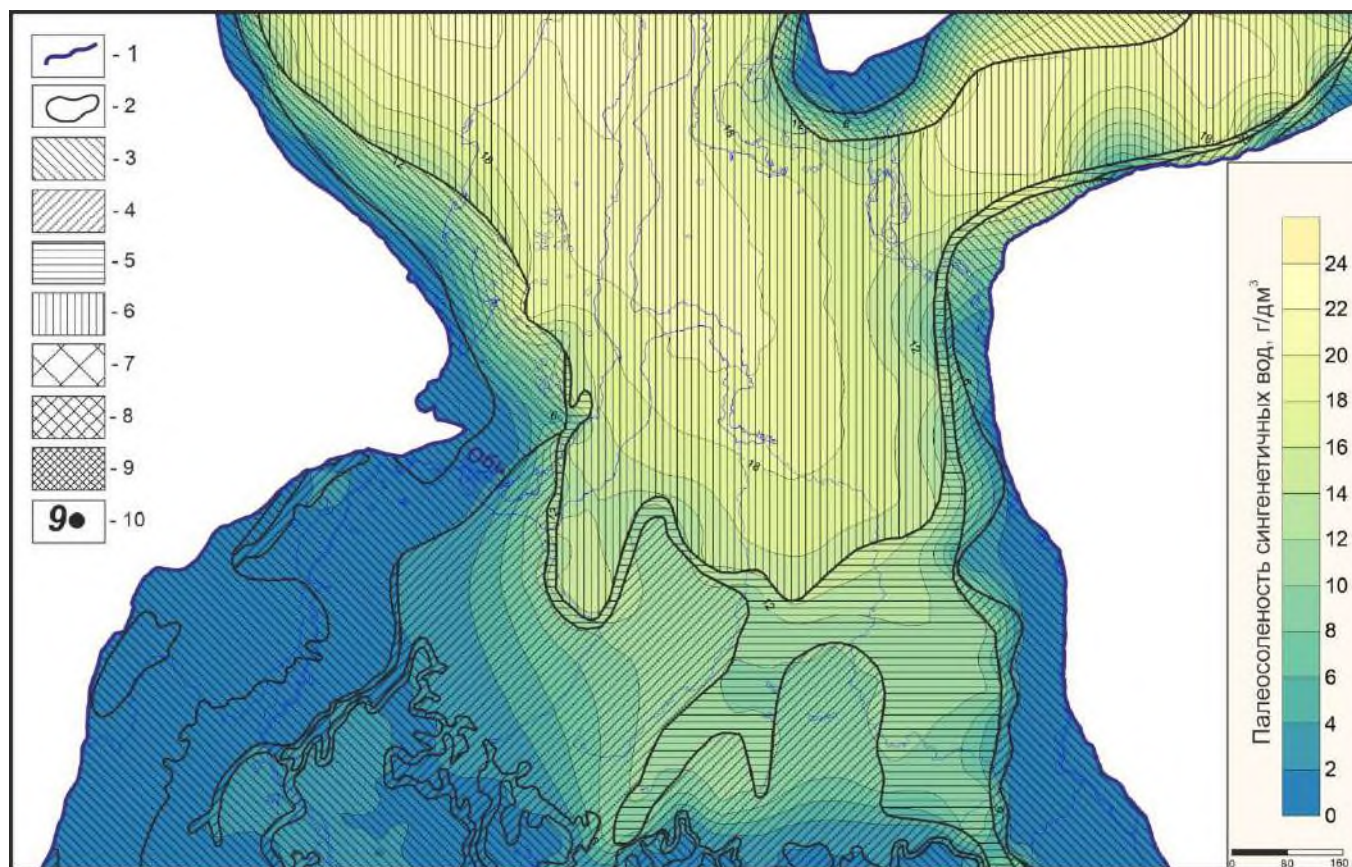


Рисунок 4.2. – Палеогидрогеохимическая карта на поздний плинсбах.

1 – граница юрского осадочного бассейна; 2 – граница палеогидрогеохимических зон: 3 – низкие горы, возвышенная равнина, воды HCO_3Ca состава (M до $1,5 \text{ г/дм}^3$); 4 – денудационно-аккумулятивная равнина, воды HCO_3Ca состава (M от $1,5$ до $2,0 \text{ г/дм}^3$), содержание Cl^- и Na^+ до 25 %-экв.; 5 – низменная аккумулятивная равнина, воды Cl Na состава (M от $2,0$ до $5,0 \text{ г/дм}^3$), содержание HCO_3^- и Ca^{2+} до 25 %-экв.; 6 – прибрежная равнина, воды Cl Na состава (M от $5,0$ до $15,0 \text{ г/дм}^3$), содержание Ca^{2+} и Mg^{2+} до 25 %-экв.; 7 – прибрежная зона до 25 м глубиной, воды Cl Na состава (M от $15,0$ до $20,0 \text{ г/дм}^3$), содержание Mg^{2+} до 25 %-экв.; 8 – море с глубинами от 25 до 200 м, воды Cl Na состава (M от $20,0$ до $35,0 \text{ г/дм}^3$), содержание Mg^{2+} до 25 %-экв.; 9 – море с глубинами от 200 до 400 м, воды Cl Na состава (M до $40,0 \text{ г/дм}^3$), содержание Mg^{2+} до 25 %-экв. 10 – месторождения с изученным составом стабильных изотопов O , H , C .

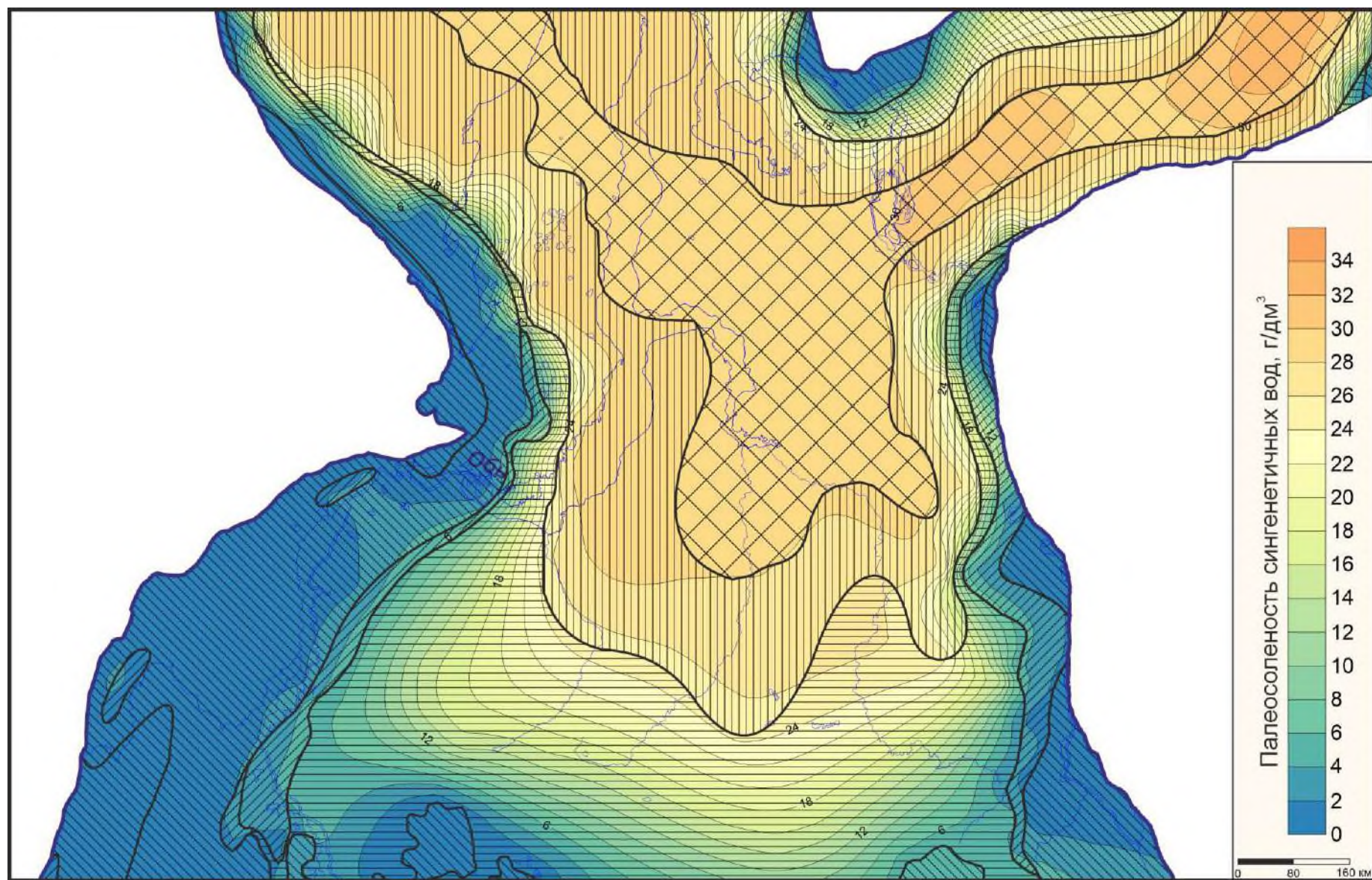


Рисунок 4.3. – Палеогидрогеохимическая карта на ранний тоар. Усл. обозн. см. рис. 4.2.

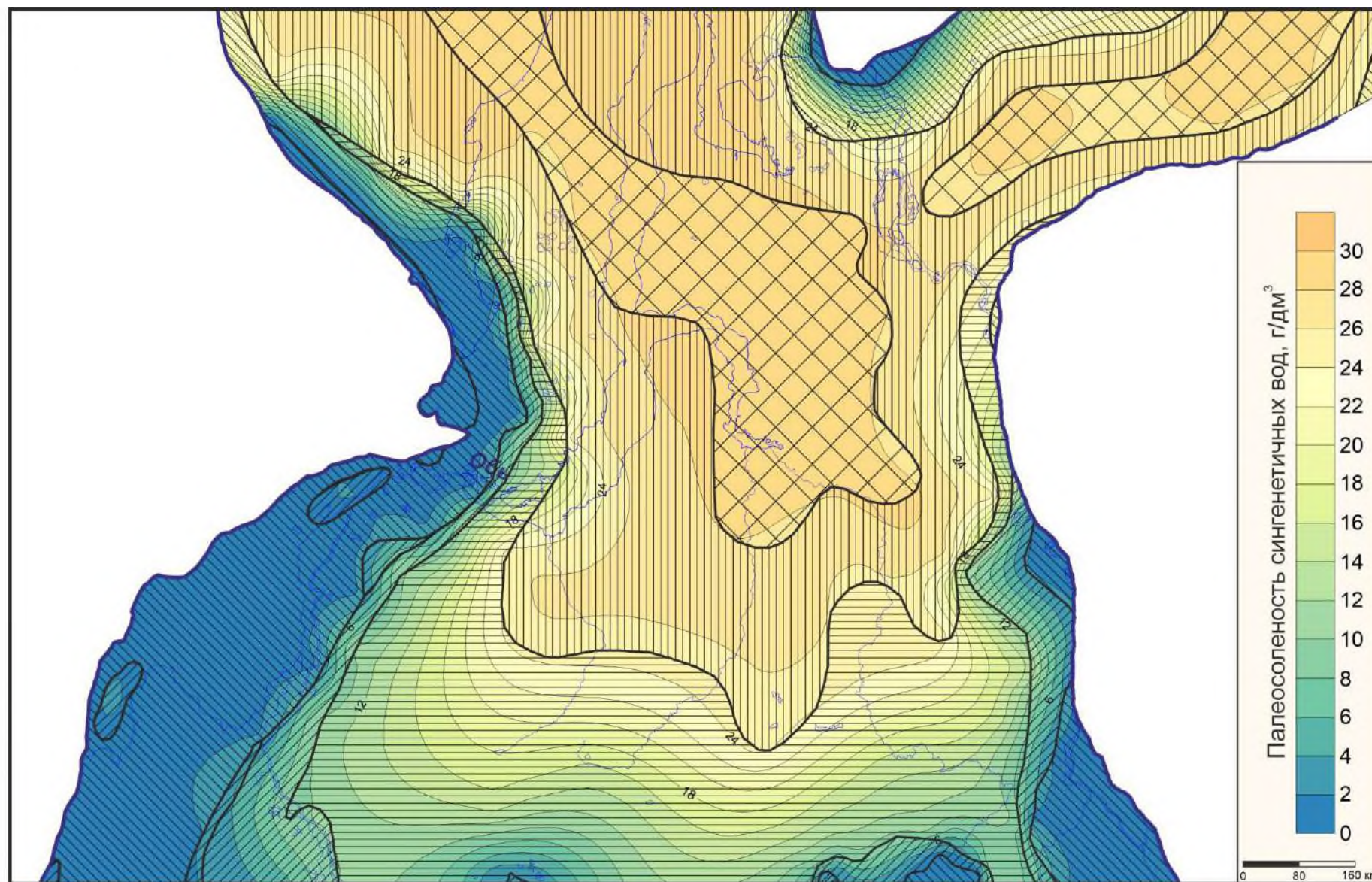


Рисунок 4.4. – Палеогидрогеохимическая карта на аален. Усл. обозн. см. рис. 4.2.

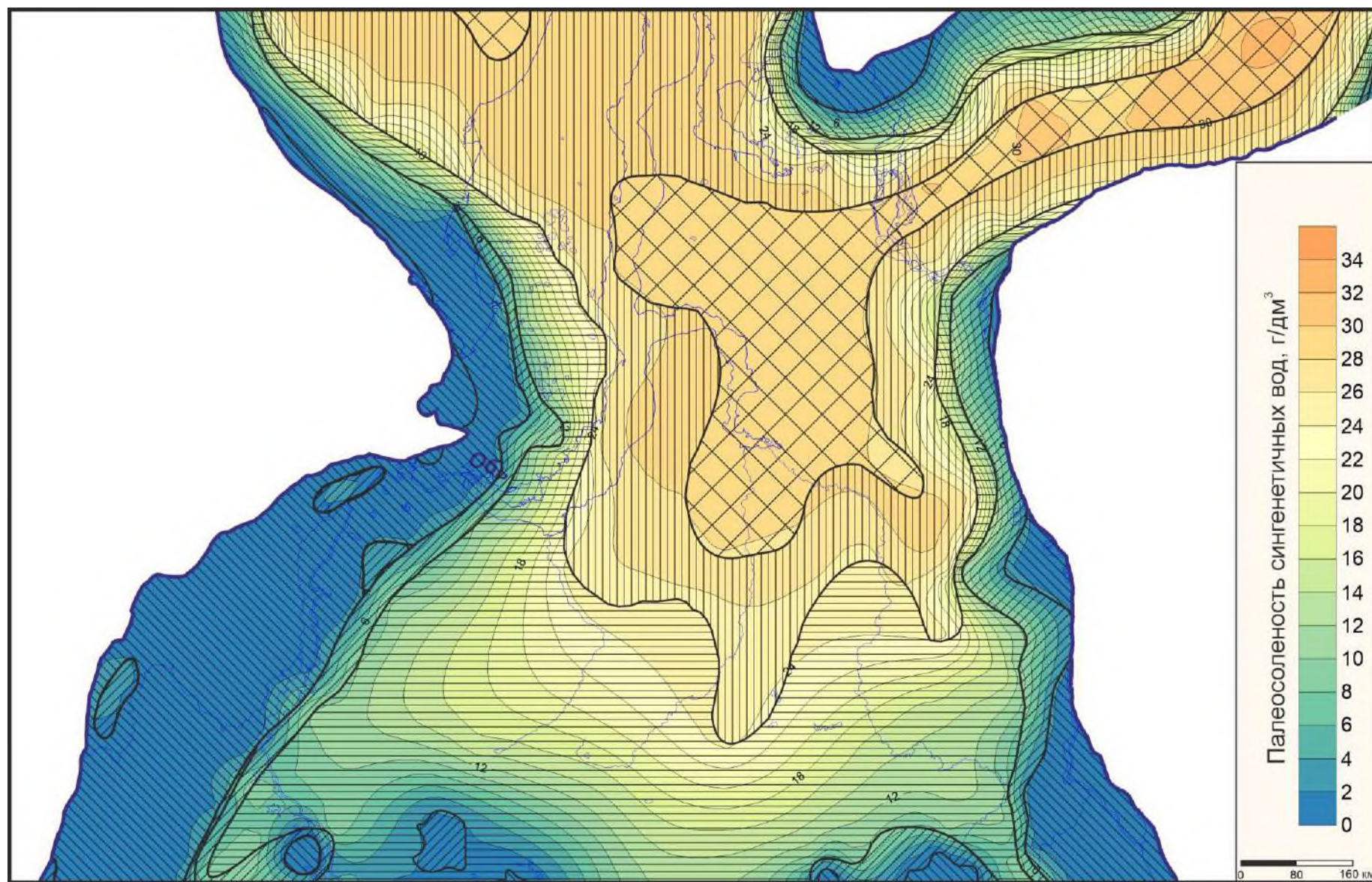


Рис. 4.5. – Палеогидрогеохимическая карта на ранний аален. Усл. обозн. см. рис. 4.2.

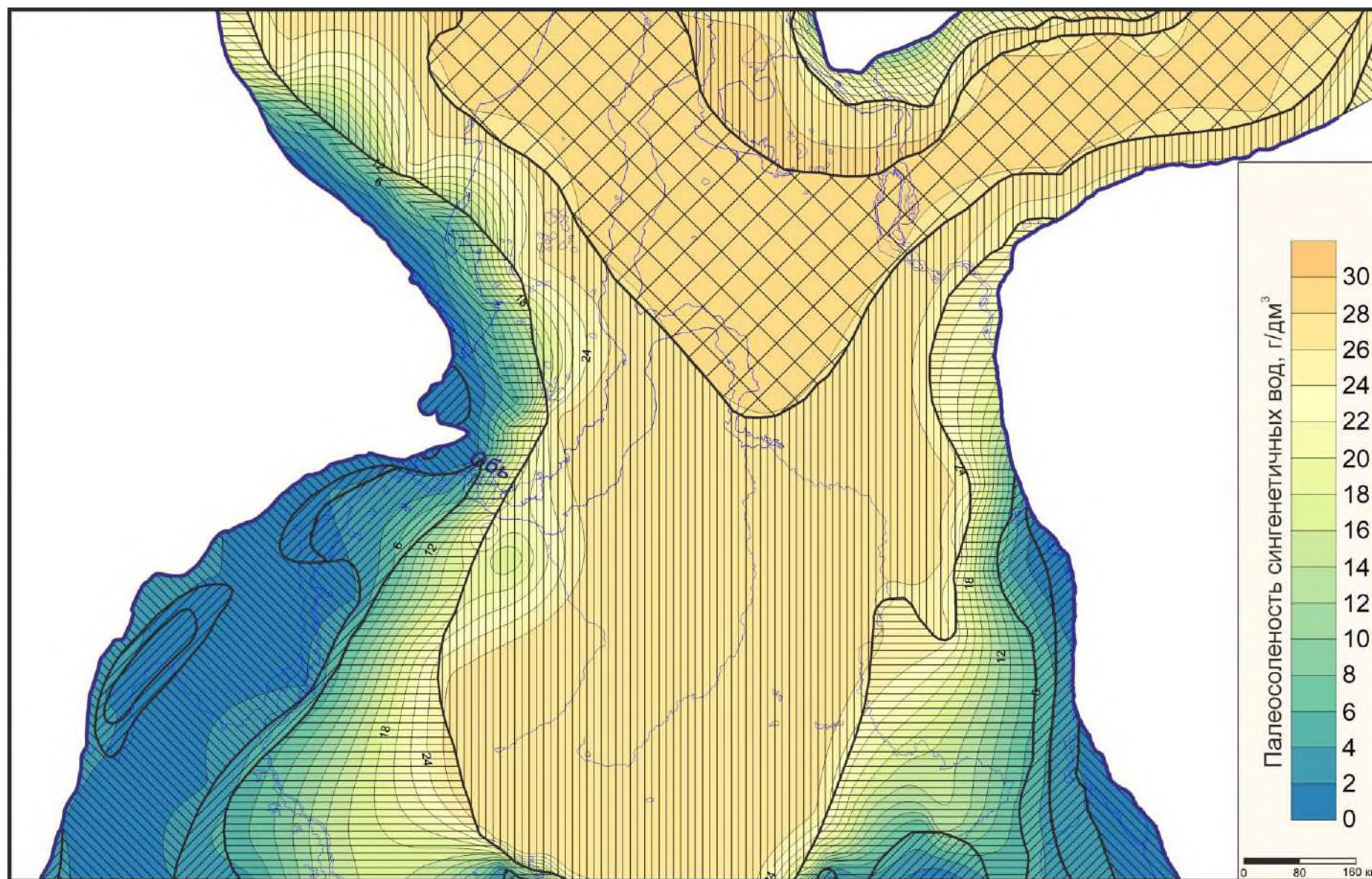


Рисунок 4.6. – Палеогидрогеохимическая карта на байос. Усл. обозн. см. рис. 4.2.

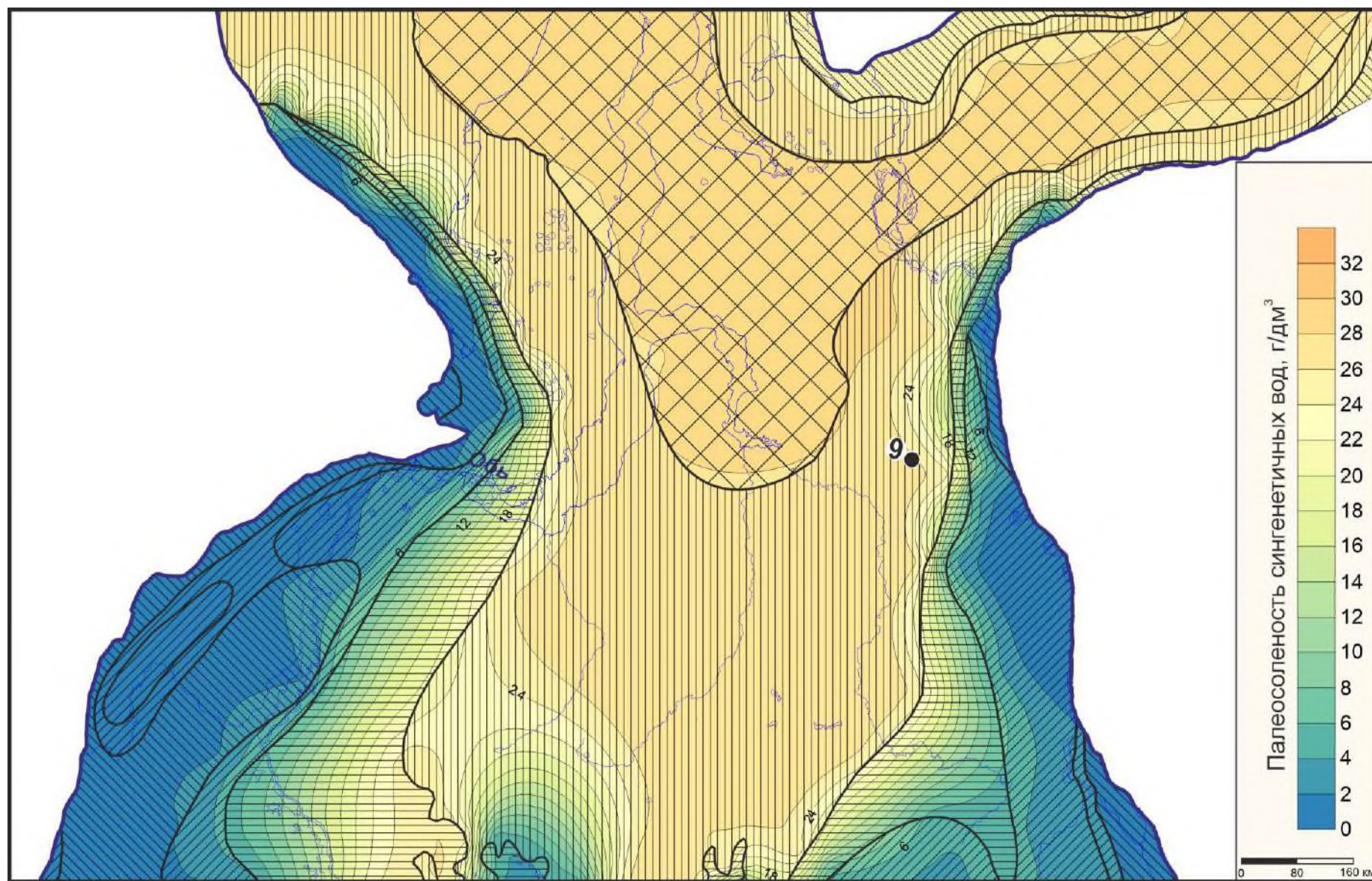


Рисунок 4.7. – Палеогидрогеохимическая карта на бат. Усл. обозн. см. рис. 4.2.

В прибрежных зонах накапливались глинистые осадки (Шурыгин и др., 2000), палеосоленость вод составляла 30–35 г/дм³ и возрастала роль магния в составе захоранивающих вод. Небольшую по площади территорию занимала мелководная зона с глубиной моря до 25 м, шириной до 80 км, где формировались разнофациальные осадки из-за смены континентальных и прибрежно-морских обстановок, и захоранивались сингенетичные Cl Na воды с минерализацией 5–15 г/дм³. Площадь зон континентального осадконакопления значительно сократилась, и остались только крутые берега бассейна, представленные возвышенной равниной и горами, являющимися внешней областью питания.

На границе келловейского и оксфордского (рис. 4.8) веков трансгрессия сменилась регрессией, достигшей своего пика в середине оксфорда (рис. 4.9). Из-за обмеления бассейна в его центральной и южной частях начали накапливаться мощные песчаные пласты – оксфордский региональный резервуар (горизонт Ю₁), соответствующий проницаемой части верхнеюрского ВК. На севере преобладали морские условия и образовывались преимущественно глинистые осадки гольчихинской свиты, богатые органическим веществом, с многочисленными остатками разнообразной морской фауны. Практически весь исследуемый регион был представлен зоной с глубинами 25–100 м, а соленость захораниваемых вод была близка к 20 г/дм³ (Новиков и др., 2018; Novikov et al., 2018; Садыкова и др., 2018; Новиков и др., 2019; Novikov et al., 2019). В позднеоксфордское-кимериджское время, из-за самой длительной юрской трансгрессии, расширились границы морского осадконакопления, а глубина бассейна на большей части территории стала достигать 200 м (Шурыгин и др., 2000). В волжское время (титон–ранний берриас) бассейн продолжал интенсивно прогибаться, и трансгрессия достигла своего максимума в середине века. В регионе доминировал семиаридный климат, в континентальных обстановках преобладало химическое выветривание, а на шельфе накапливались биогенные и глинистые осадки. Глинистые осадки бажендовской, гольчихинской, даниловской, тутлеймской и яновстанской свит, насыщенных органическим веществом (ОВ), кремнием и кальцием, образовывались при биогенном осадконакоплении из-за пенепленизации рельефа (Шурыгин и др., 2000). На конец волжского времени в арктических районах ЗСОБ сформировался глубоководный бассейн с признаками сероводородного заражения (рис. 4.10), где палеосоленость вод достигала 35 г/дм³. В пределах Большехетской и Карской мегасинеклиз глубоководные впадины достигали 400 м, а минерализация вод вероятно достигала 38 г/дм³. На глубинах моря 100–200 м захоранивались талассогенные воды с минерализацией до 20–30 г/дм³. Также сократилась зона с глубинами моря 25–100 м, а море с глубинами до 25 м занимало незначительную площадь, ширина которой порой не превышала 10 км. В областях континентального осадконакопления захоранивались пресные атмогенные HCO₃ Ca воды с минерализацией до 1–2 г/дм³.

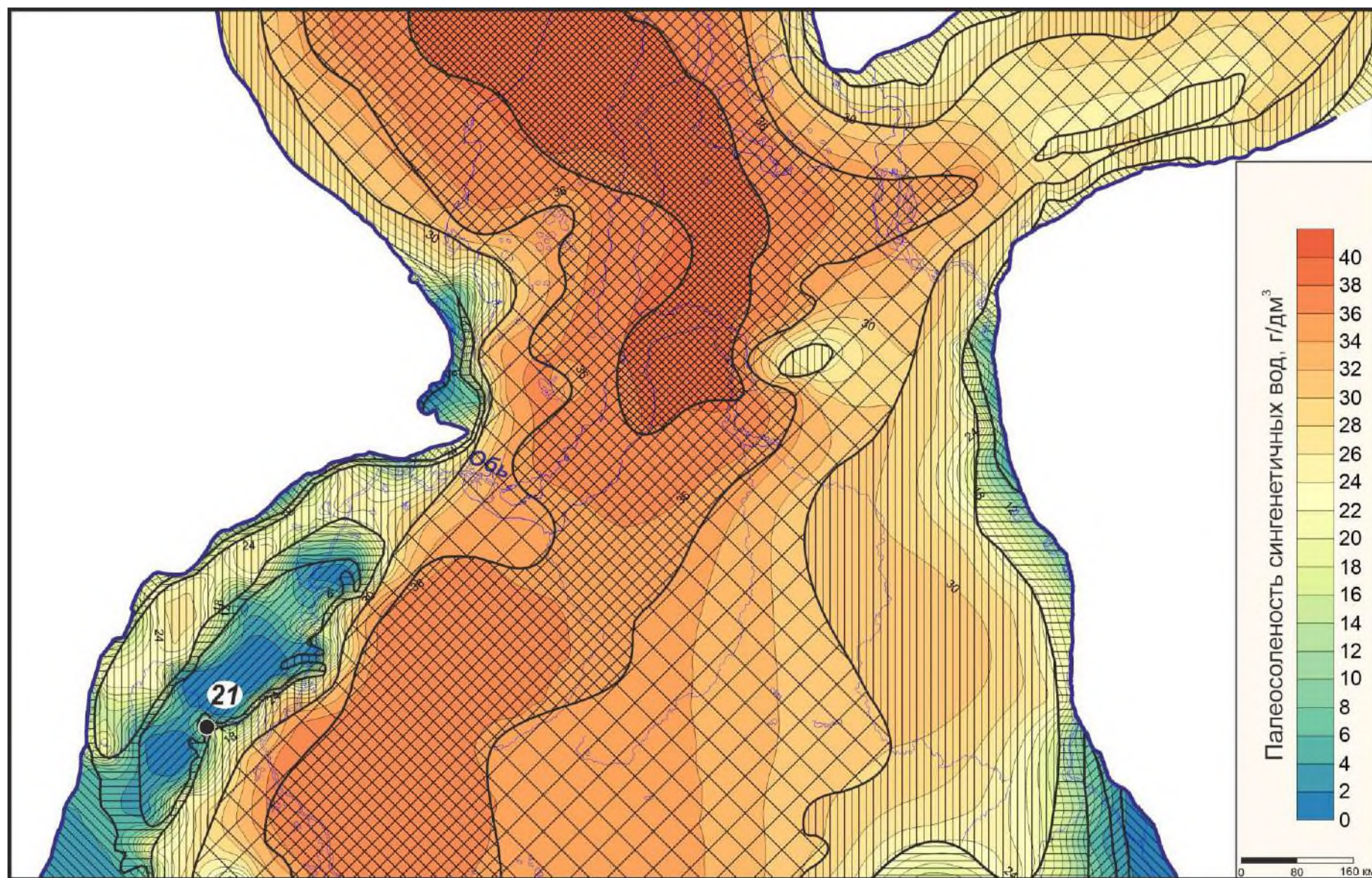


Рисунок 4.8. – Палеогидрогеохимическая карта на келловей. Усл. обозн. см. рис. 4.2.

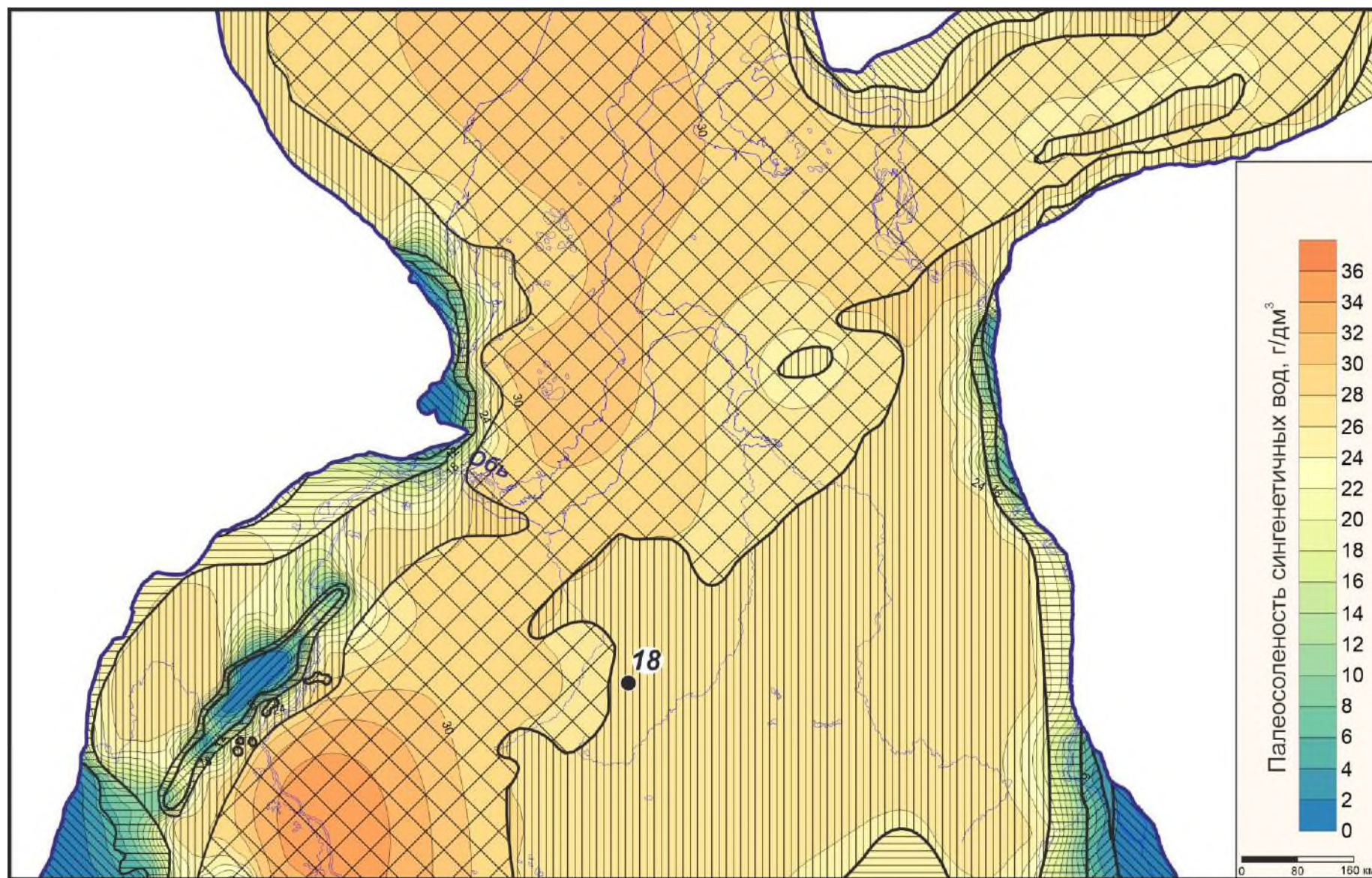


Рисунок 4.9. – Палеогидрогеохимическая карта на оксфорд. Усл. обозн. см. рис. 4.2.

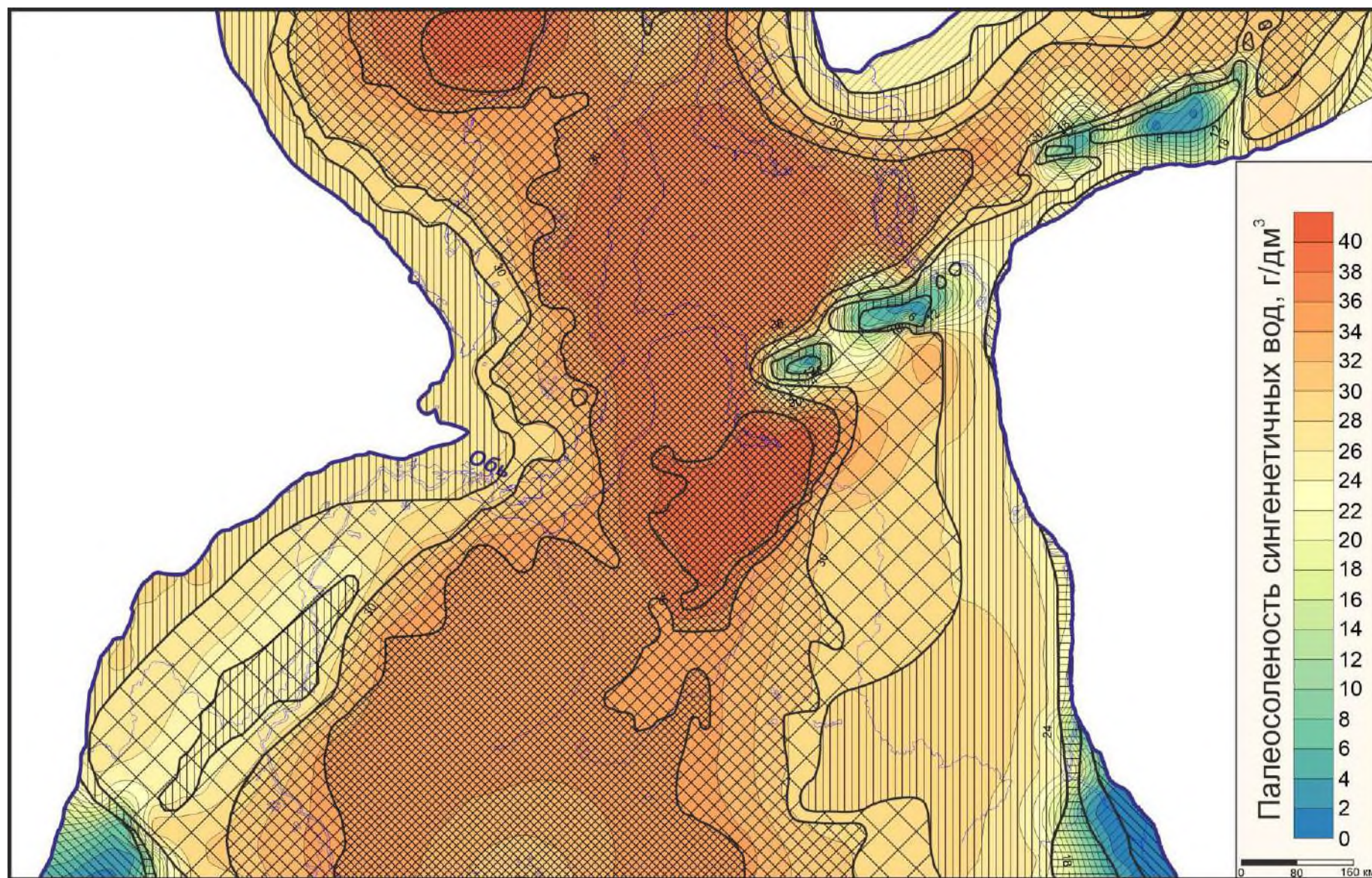


Рисунок 4.10. – Палеогидрогеохимическая карта на волжское время. Усл. обозн. см. рис. 4.2.

В начале берриасского века при тектонических процессах, приведших к формированию горного рельефа, преобладало механическое выветривание сформированных ранее пород. К концу берриаса в регионе доминировало море с глубиной 200–400 м (рис. 4.11). Морской бассейн в глубоководных частях имел палеосоленость, близкую к океанической, из-за своей связи с бореальными морями. Вследствие продолжавшейся в валанжинское время регрессии, взявшей свое начало в конце волжского времени, в бассейне, ставшем ассиметричным, увеличилась мелководная зона с глубинами до 25 м, а в прибрежной зоне захоранивались воды с доминированием в составе ионов Cl^- и Na^+ при повышенном содержании Ca^{2+} и минерализацией 5–15 г/дм³ (Новиков и др., 2018; Новиков и др., 2019). Зона обстановок глубоководного осадконакопления заметно уменьшилась и существовала в центральной части территории исследования (рис. 4.12–4.13). В готериве Западно-Сибирский бассейн претерпел значительное опреснение ввиду его обмеления из-за потери связи с бореальными морями (Burst, 1969) (рис. 4.14). В западной части Гыданского полуострова сохранилась глубоководная зона небольшой площади, а область мелководья, занимавшая восточную часть региона, значительно увеличилась. В южной части региона доминировали обстановки прибрежной равнины, где захоранивались солоноватые Cl Na воды с минерализацией 2–5 г/дм³ при повышенных содержаниях HCO_3^- и Ca^{2+} в составе. В течение баррема (рис. 4.15), апта (рис. 4.16–4.17), альба (рис. 4.18) и сеномана при смене обстановок осадконакопления (Burst, 1969) происходили процессы опреснения инфильтрационных метеогенных вод ($\text{HCO}_3 \text{ Ca}$) с минерализацией до 2 г/дм³. В сеноманское время в северной части Зауральской и южных частях Пайхойско-Новоземельской и Предъенисейской мегамоноклиз доминировали континентальные условия: низкие горы, возвышенные и денудационно-аккумулятивные равнины где захоранивались сингенетичные преимущественно инфильтрогенные воды $\text{HCO}_3 \text{ Ca}$ состава с минерализацией от 0,5 до 5 г/дм³ и повышенным содержанием ионов Na^+ и Cl^- (рис. 4.19) (Новиков и др., 2021). Наиболее глубокие участки моря в это время располагались в Карской мегасинеклизе, на юге Зауральской и Краснотенинской мегамоноклиз. Здесь в условиях доминирования морских условий формировались сингенетичные воды Cl Na состава с величиной общей минерализации, достигающей 20–30 г/дм³. В восточной и южной частях региона исследований преобладали условия прибрежной равнины, где захоранивались воды с доминированием в составе ионов Cl^- и Na^+ при повышенном содержании Ca^{2+} с величиной общей минерализации 5–15 г/дм³. С турона (рис. 4.20–4.21) по кампан (рис. 4.22) при трансгрессии в регионе доминировала зона мелководья, а на юго-западе, в более глубоководных частях бассейна, солёность вод достигала 15 г/дм³.

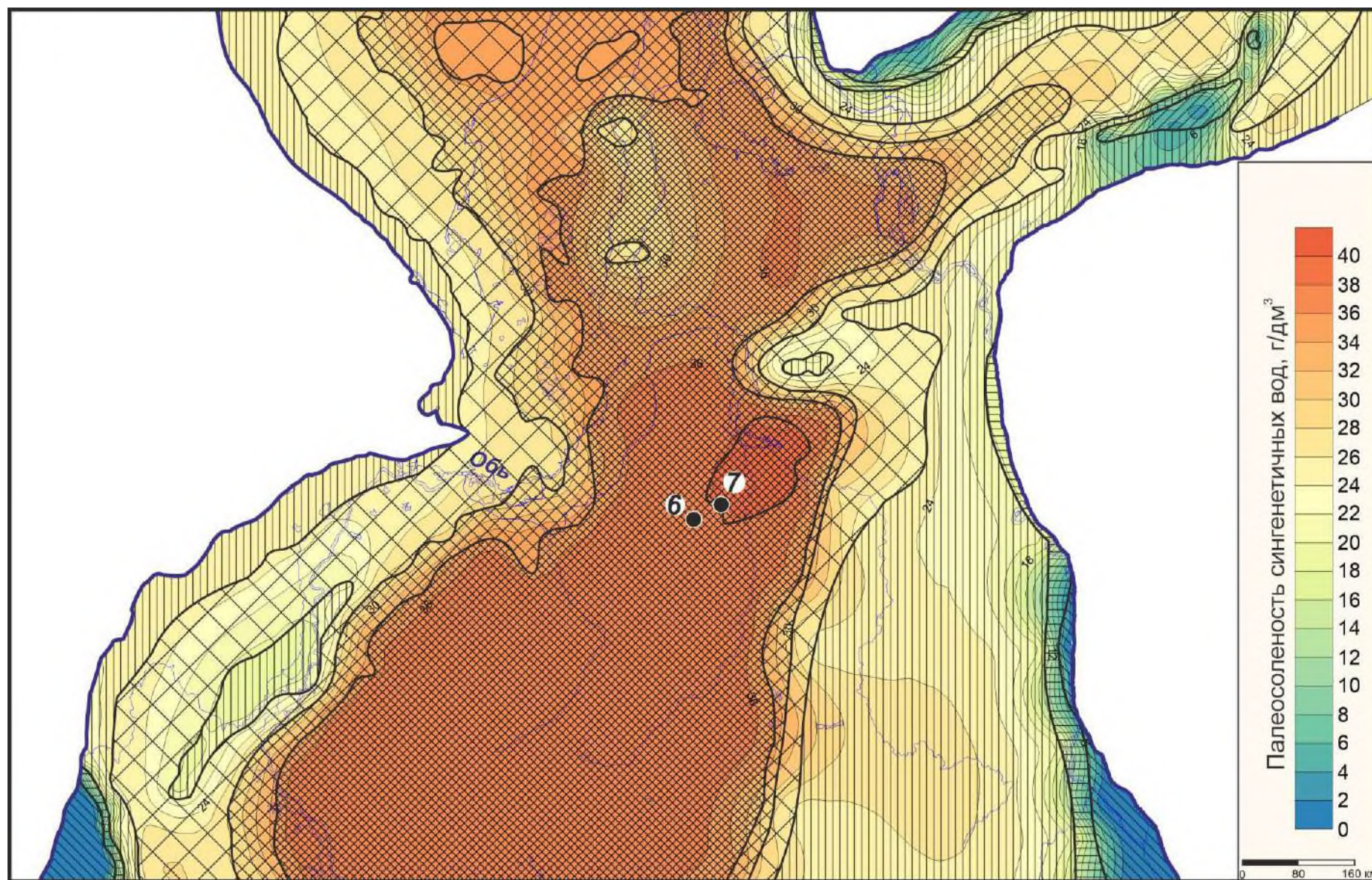


Рисунок 4.11. – Палеогидрогеохимическая карта на берриас. Усл. обозн. см. рис. 4.2.

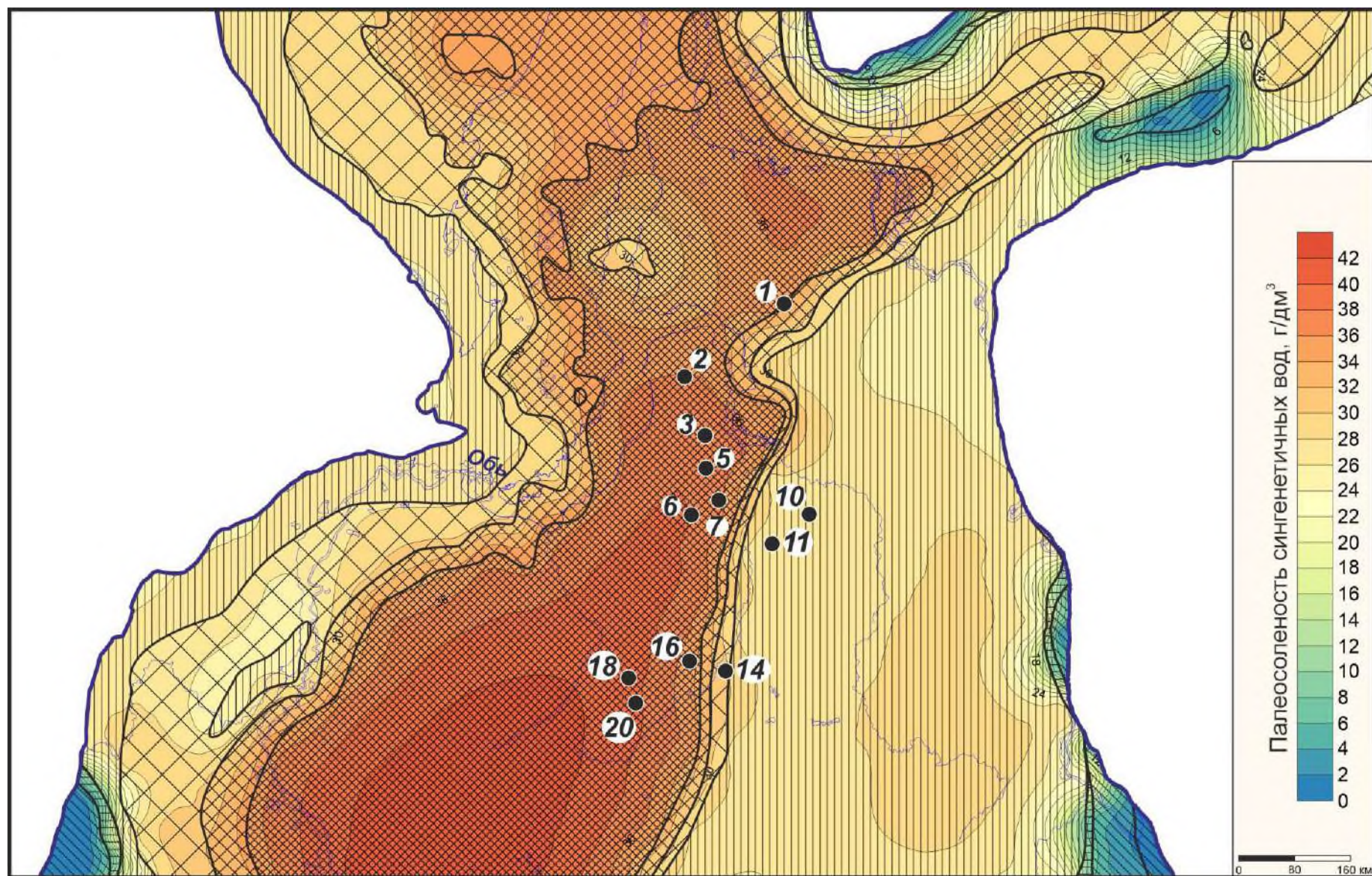


Рисунок 4.12. – Палеогидрогеохимическая карта на ранний валанжин. Усл. обозн. см. рис. 4.2.

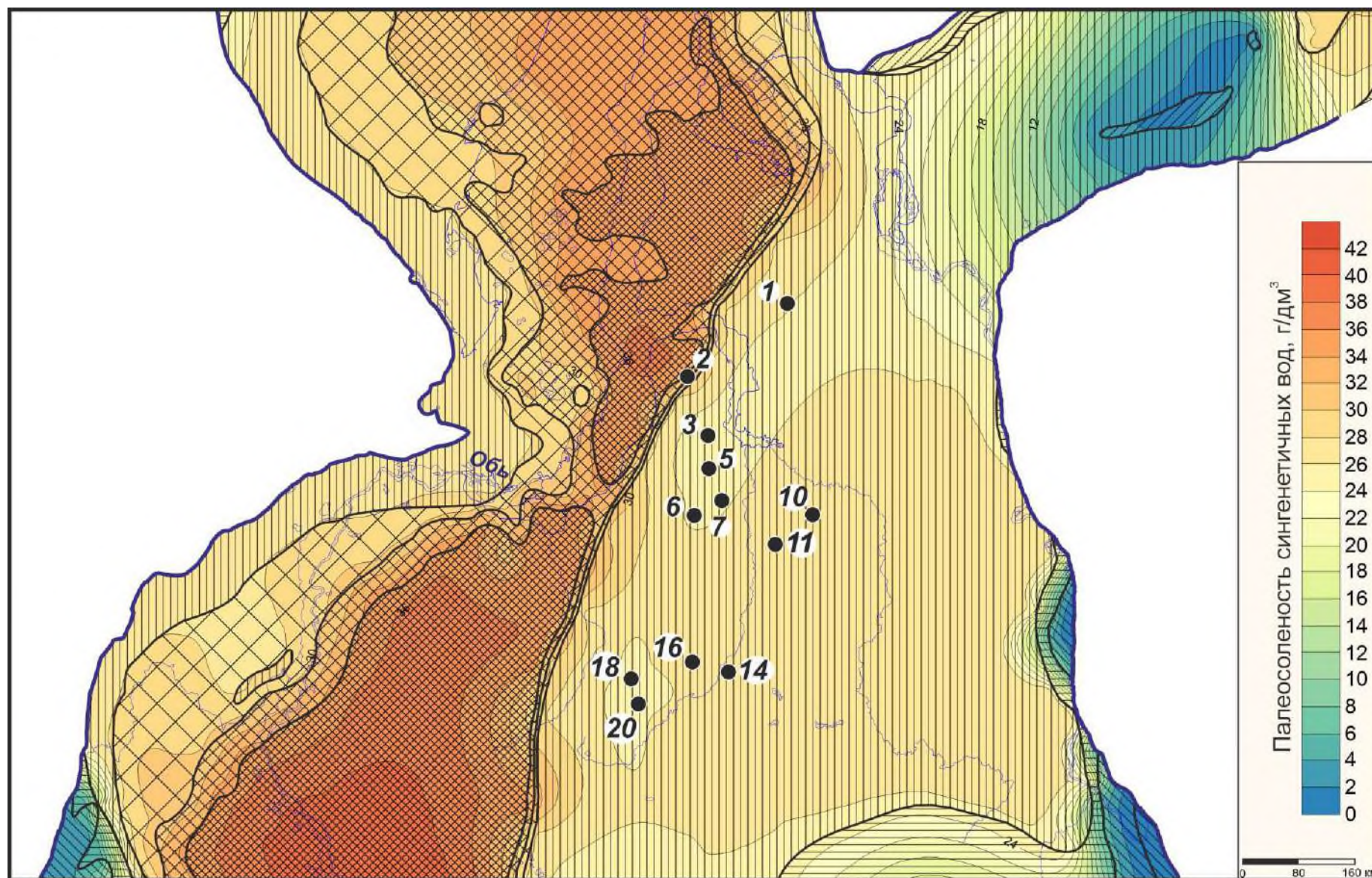


Рисунок 4.13. – Палеогидрогеохимическая карта на поздний валанжин. Усл. обозн. см. рис. 4.2.

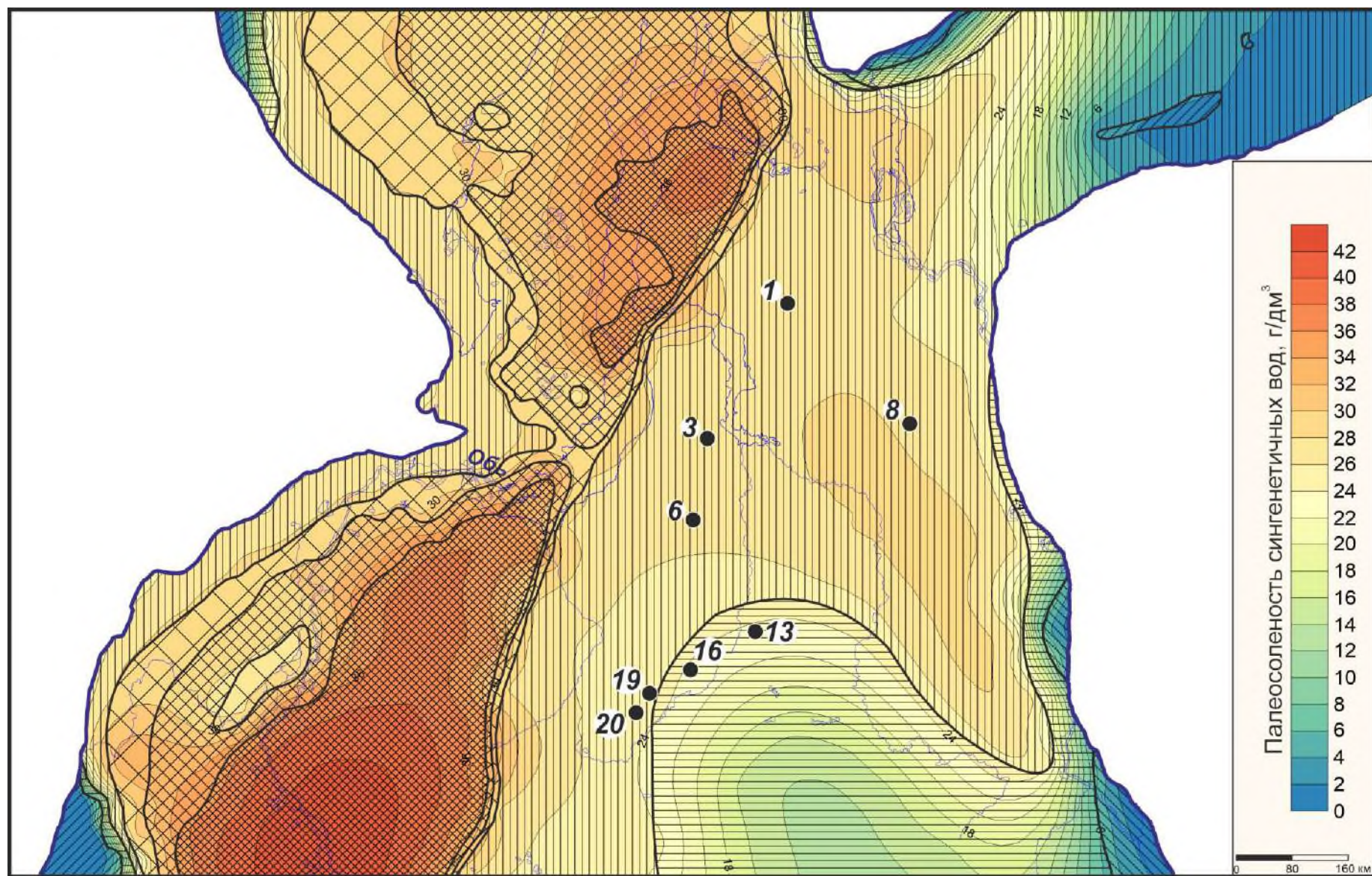


Рисунок 4.14. – Палеогидрогеохимическая карта на готерив. Усл. обозн. см. рис. 4.2.

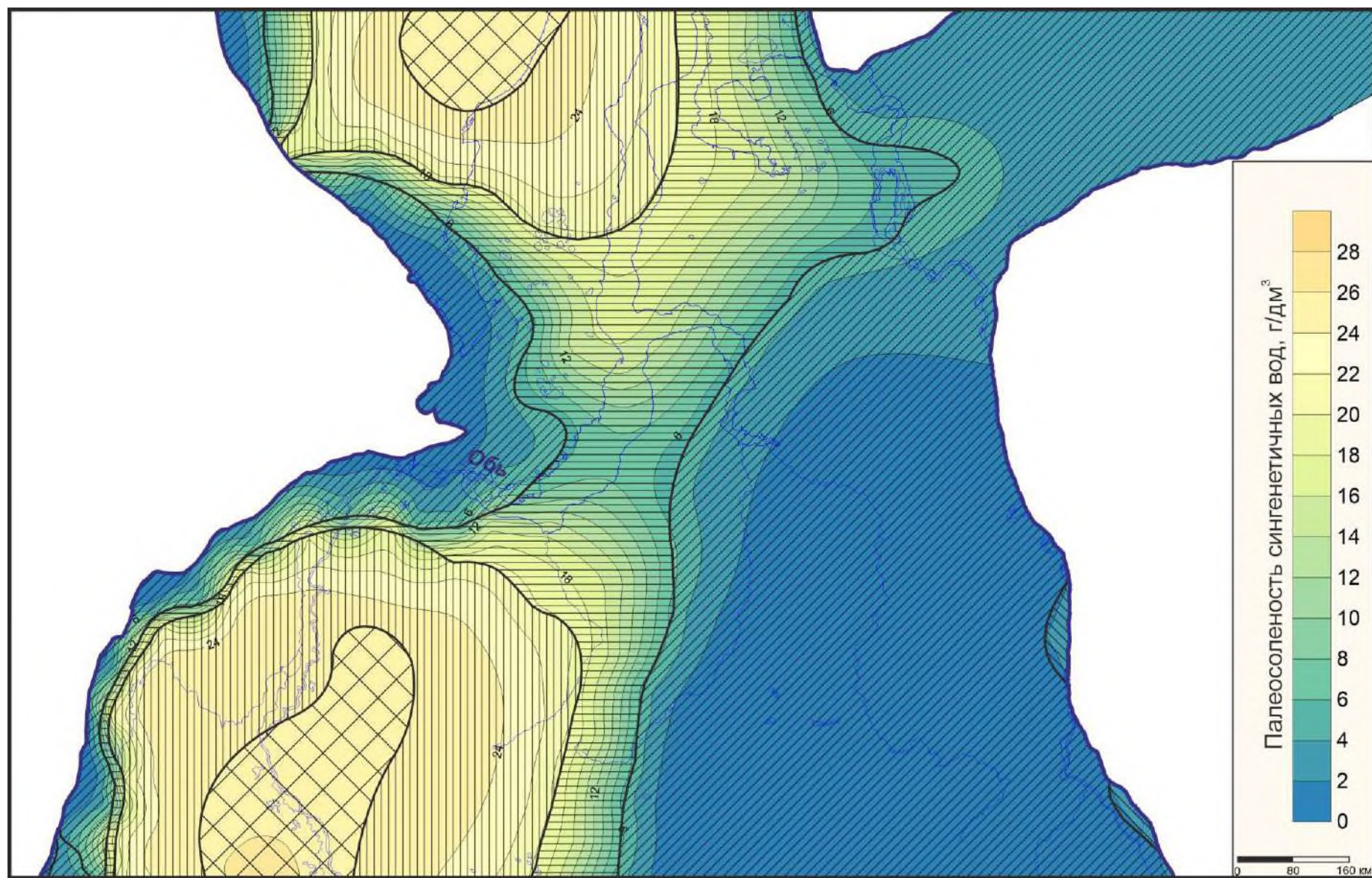


Рисунок 4.15. – Палеогидрогеохимическая карта на баррем. Усл. обозн. см. рис. 4.2.

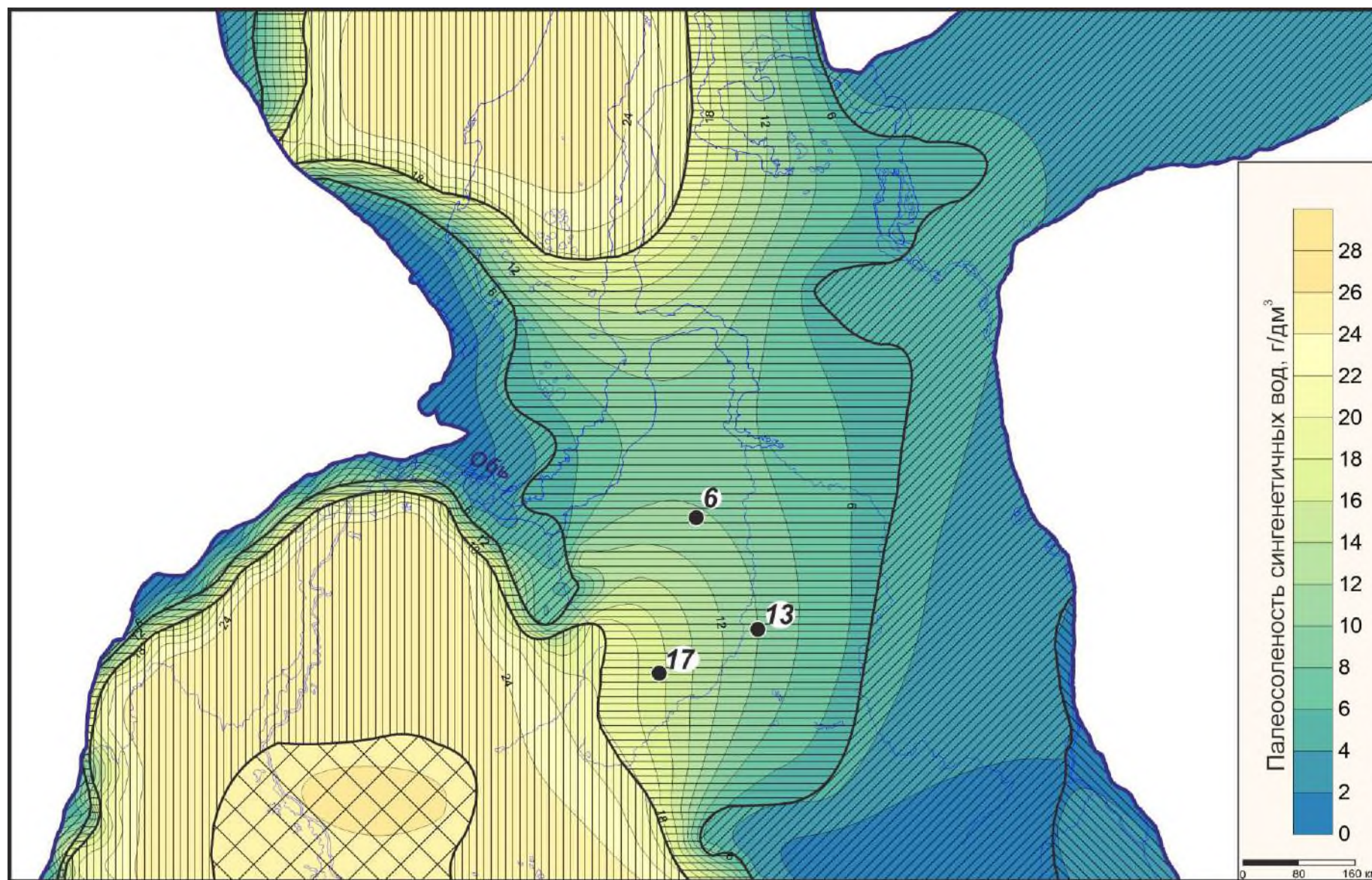


Рисунок 4.16. – Палеогидрогеохимическая карта на ранний апт. Усл. обозн. см. рис. 4.2.

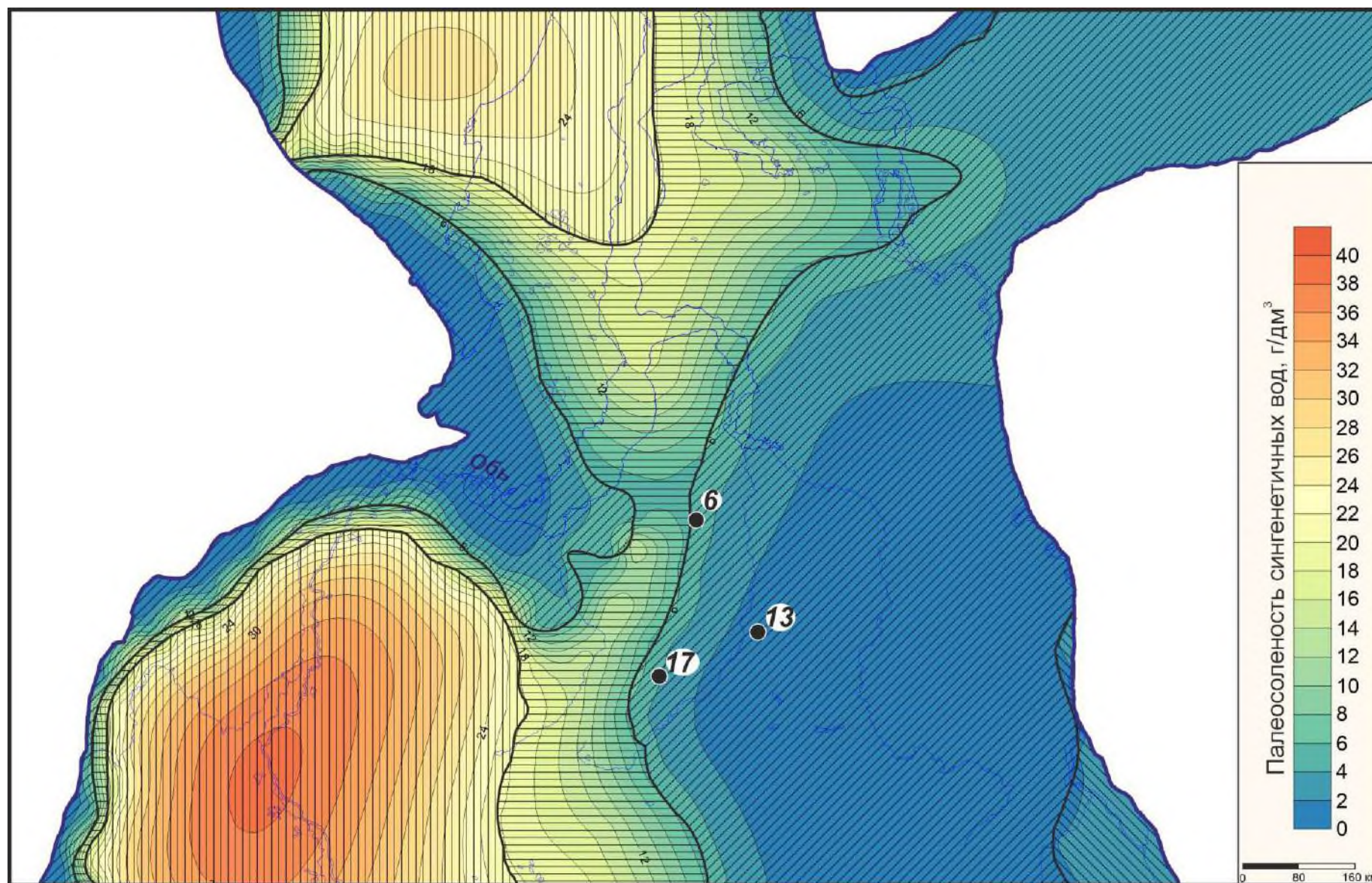


Рисунок 4.17. – Палеогидрогеохимическая карта на поздний апт. Усл. обозн. см. рис. 4.2.

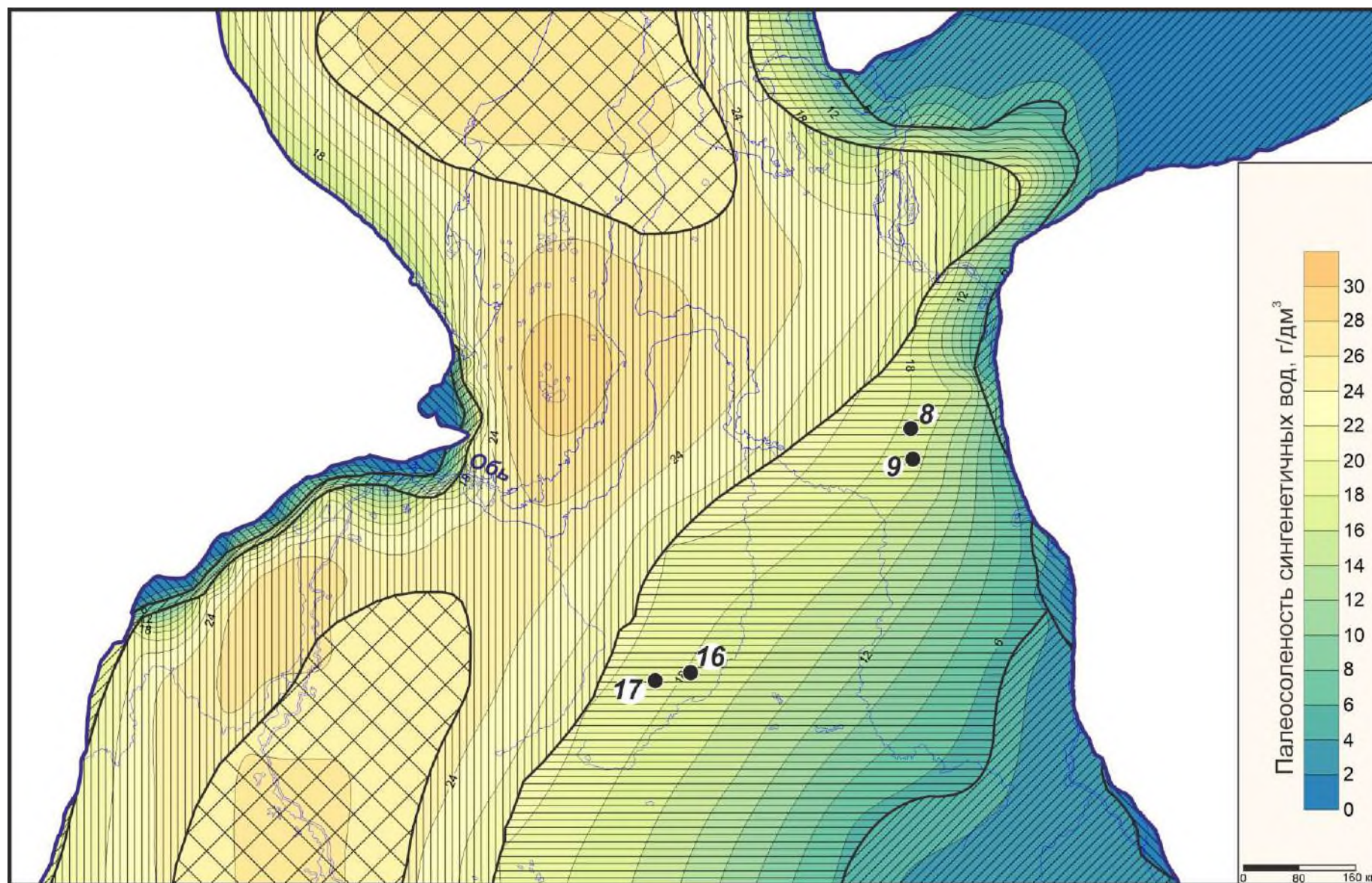


Рисунок 4.18. – Палеогидрогеохимическая карта на ранний-средний альб. Усл. обозн. см. рис. 4.2.

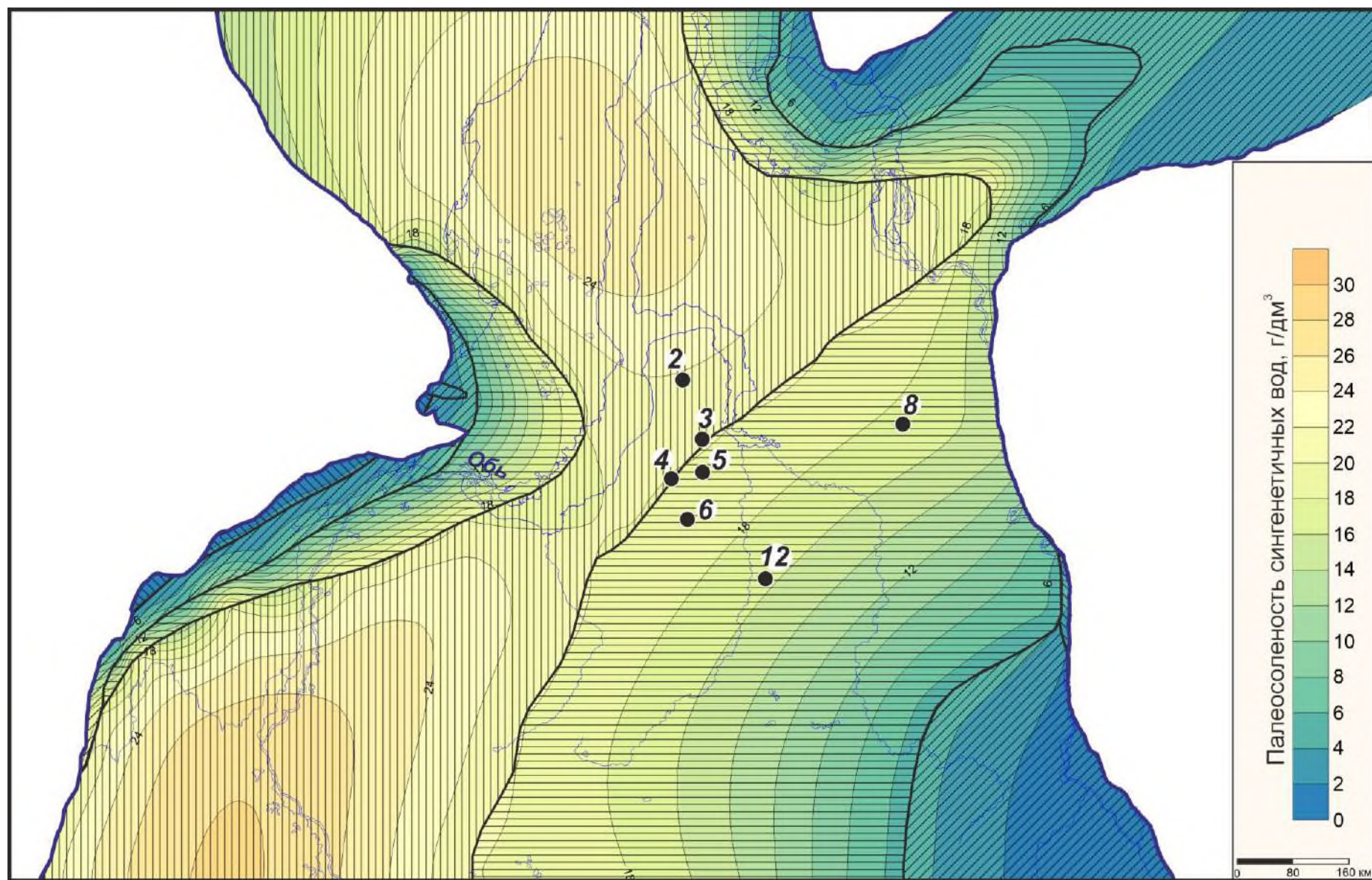


Рисунок 4.19. – Палеогидрогеохимическая карта на сеноман. Усл. обозн. см. рис. 4.2.

В начале туронско-серраваллийского гидрогеологического цикла в регионе доминировали мелководно-морские обстановки с глубинами моря до 100 м (рис. 4.23). Сингенетичные воды при позднекампанской регрессии были преимущественно инфильтрогенные, HCO_3 Ca состава с минерализацией 2–5 г/дм³ и повышенным содержанием ионов Na^+ и Cl^- .

При сравнительном анализе состава захороненных сингенетичных вод (по результатам палеогидрогеохимических реконструкций) и современных подземных вод основных водоносных комплексов установлены весьма значительные различия (рис. 4.24-4.28) (Новиков и др., 2019). Выявлены области положительных и отрицательных аномалий, в первую очередь по величине общей минерализации, которые можно рассмотреть на примере сильно отличающихся обстановок седиментации на оксфордское и сеноманское время. Положительные аномалии характеризуются ростом общей минерализации изначально захороненных вод на 10 г/дм³ и более, а отрицательные аномалии – ее снижением на 15 г/дм³ и выше.

В первом случае большинство положительных аномалий приурочены к структурам Южно-Надымской (Известинское, Комсомольское, Вынгапуровское и другие месторождения) и Предъенисейской мегамоноклиз (Черничное и Термокарстовое месторождения). Отрицательные аномалии закономерно трассируют границу глинизации оксфордского регионального резервуара в центральных районах Надым-Тазовского междуречья, значительно расширяясь в северо-восточном направлении, охватывая практически всю территорию прилегающих районов Енисей-Хатангского осадочного бассейна, центральных районов Красноселькупской и западных Предъенисейской мегамоноклизы (рис. 4.25). Природа положительных гидрогеохимических аномалий связана с широко проявившимися процессами вертикальной разгрузки подземных вод нижне-среднеюрского и палеозойского водоносных комплексов в зонах тектонических нарушений, о чем мы писали ранее (Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, Лепокуров, 2005; Новиков, 2017; Кох, Новиков, 2014). Так, в скважинах 45, 49 и 608 Губкинского месторождения подземные воды батского и оксфордского горизонтов схожи по содержанию брома, бора, йода и нафтенных кислот, а также по величине общей минерализации. Изучение распределения нормированных по хлору концентраций основных катионов (натрия, кальция, магния и калия) выявило закономерную смену химических типов подземных вод от наиболее соленых хлоридных натриевых к гидрокарбонатно-хлоридным натриевым. В этом же направлении происходит снижение степени метаморфизации подземных вод и их родства с морскими водами.

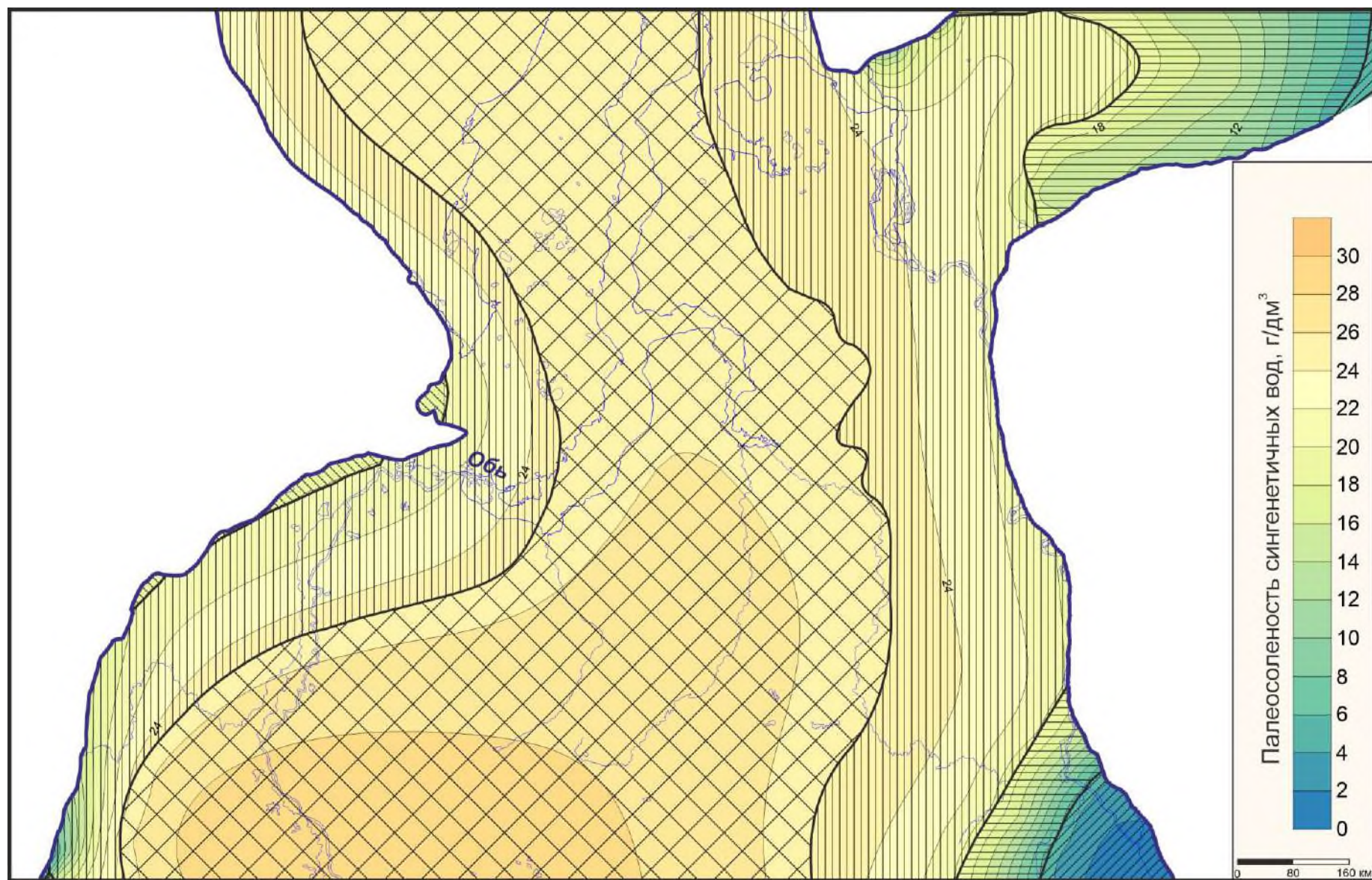


Рисунок 4.20. – Палеогидрогеохимическая карта на ранний турон. Усл. обозн. см. рис. 4.2.

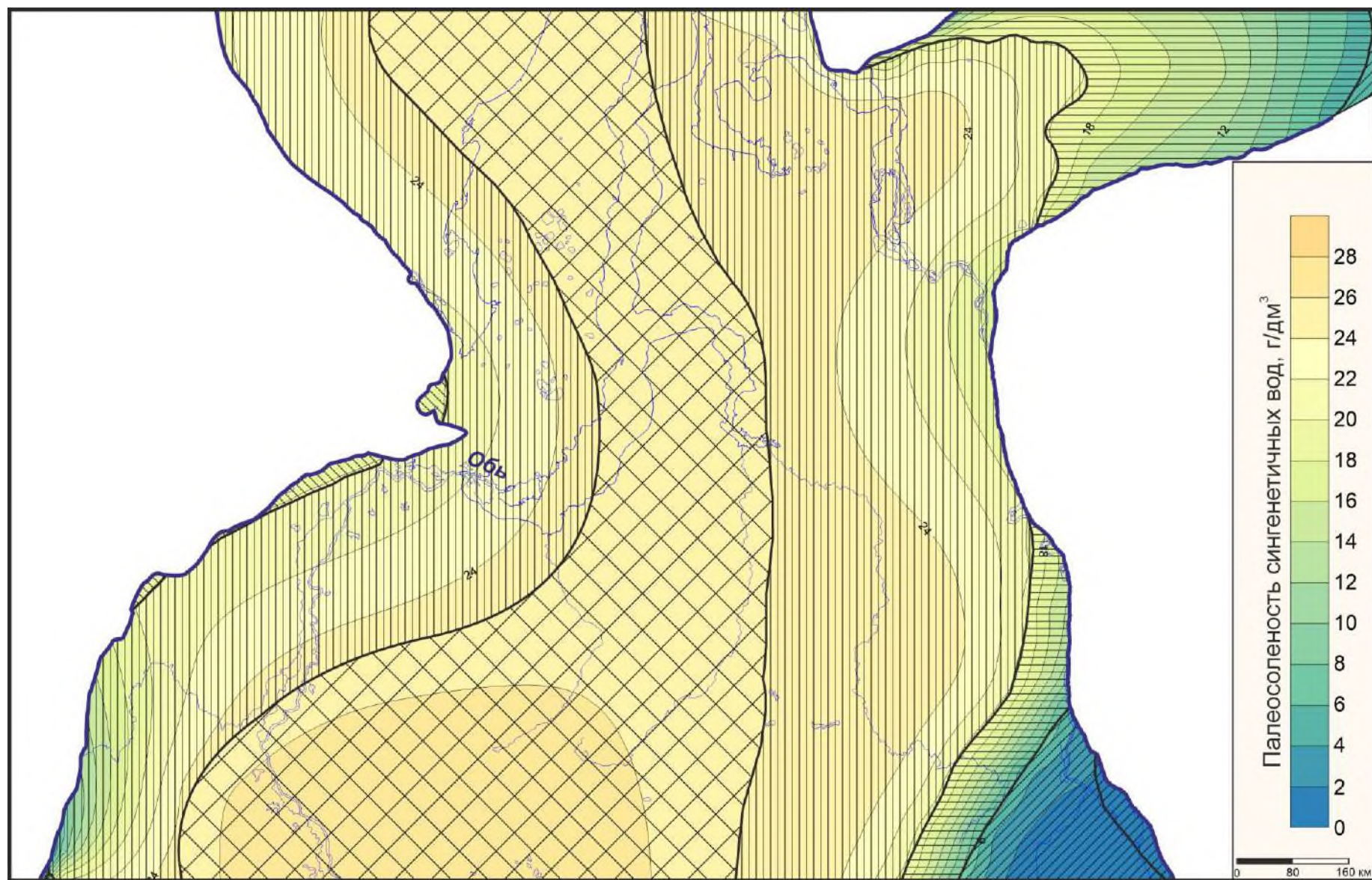


Рисунок 4.21. – Палеогидрогеохимическая карта на поздний турон. Усл. обозн. см. рис. 4.2.

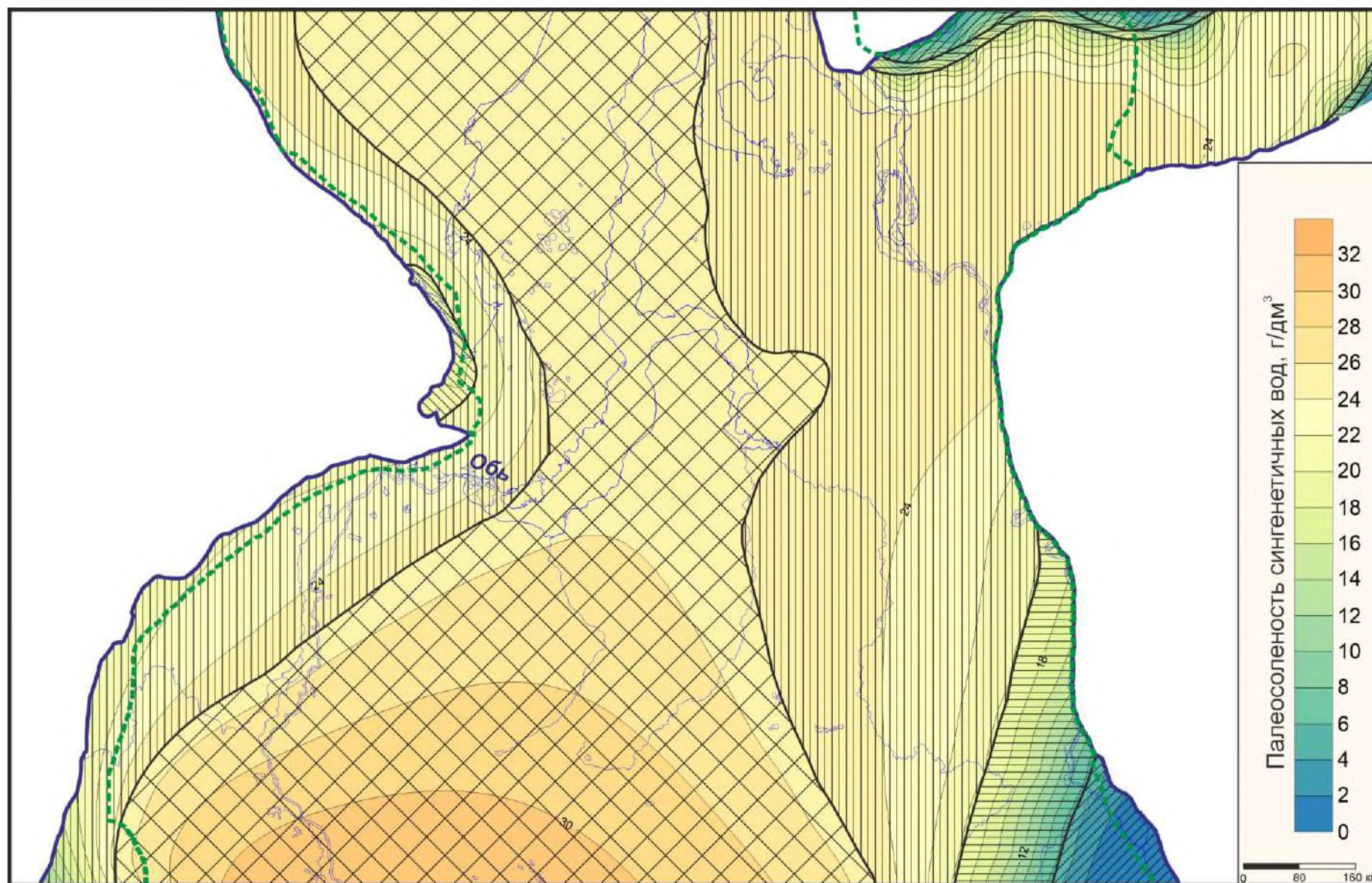


Рисунок 4.22. – Палеогидрогеохимическая карта на кампан. Усл. обозн. см. рис. 4.2.

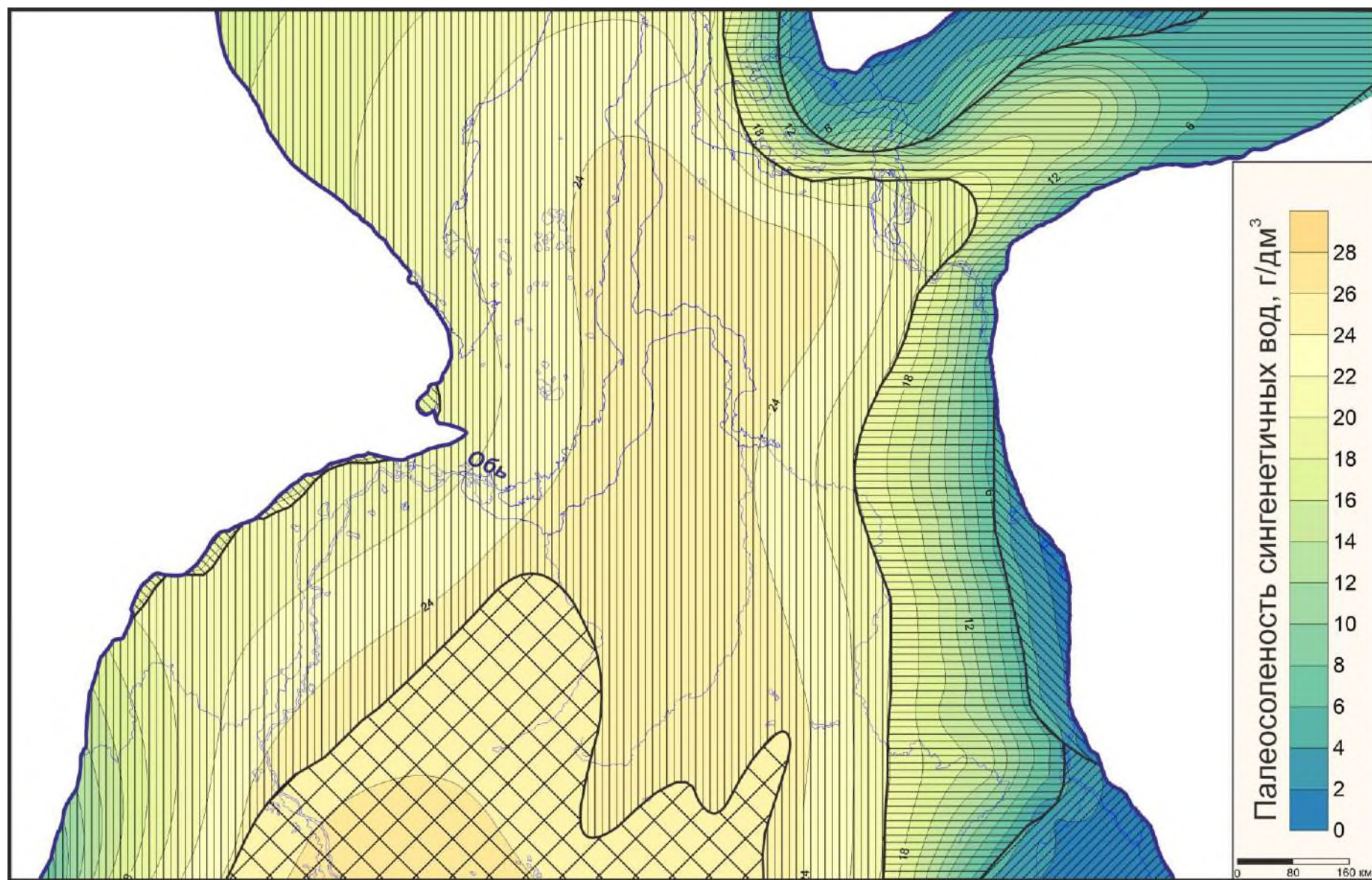


Рисунок 4.23. – Палеогидрогеохимическая карта на поздний кампан, маастрихт, дат. Усл. обозн. см. рис. 4.2.

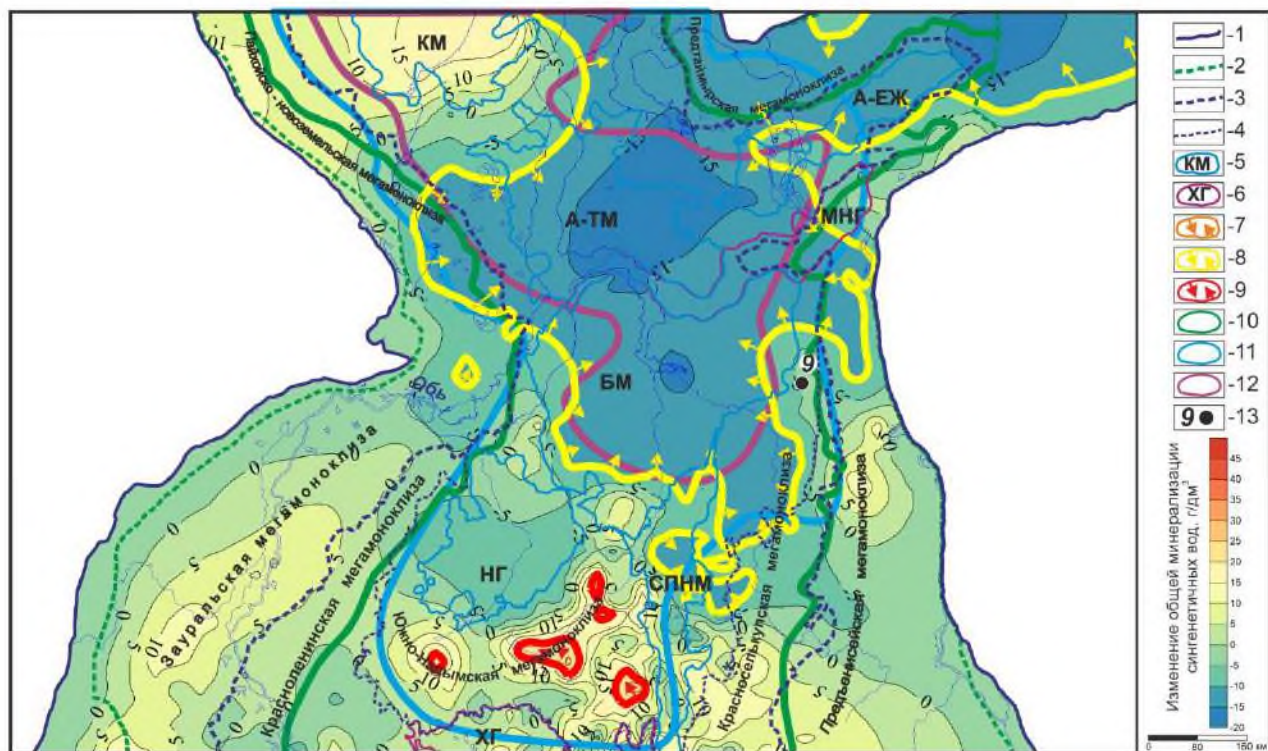


Рисунок 4.24. – Изменение величины общей минерализации сингенетических вод батских отложений с момента захоронения до наших дней. Границы: 1 – Западно-Сибирского осадочного бассейна; 2 – юрского осадочного бассейна; 3 – Внутренней области и Внешнего пояса; 4 – Ямало-Карской депрессии; 5 – положительные тектонические элементы – структуры 0 порядка: КМ – Карская мегасинеклиза, А-ТМ – Антипаютинско-Тадеебахинская мегасинеклиза, А-ЕЖ – Агапско-Енисейский желоб, БМ – Большехетская мегасинеклиза, НГ – Надымская гемисинеклиза, СПНМ – Среднепурский наклонный мегажелоб; 6 – отрицательные тектонические элементы – структуры 0 порядка: МНГ – Мессояхская наклонная гряда, ХГ – Хантейская гемисинеклиза. Гидрогеохимические аномалии, связанные с процессами: 7 – древней инфильтрации подземных вод; 8 – термдегидратации глинистых минералов, газообразования; 9 – разгрузки (межпластовых перетоков) подземных вод из нижезалегающих водоносных комплексов. 10 – геотермические аномалии с температурой пластовых вод более 100 °С. Области пластовых давлений: 11- повышенных и 12 – аномально высоких. 13 – месторождения с изученным составом стабильных изотопов О, Н, С.

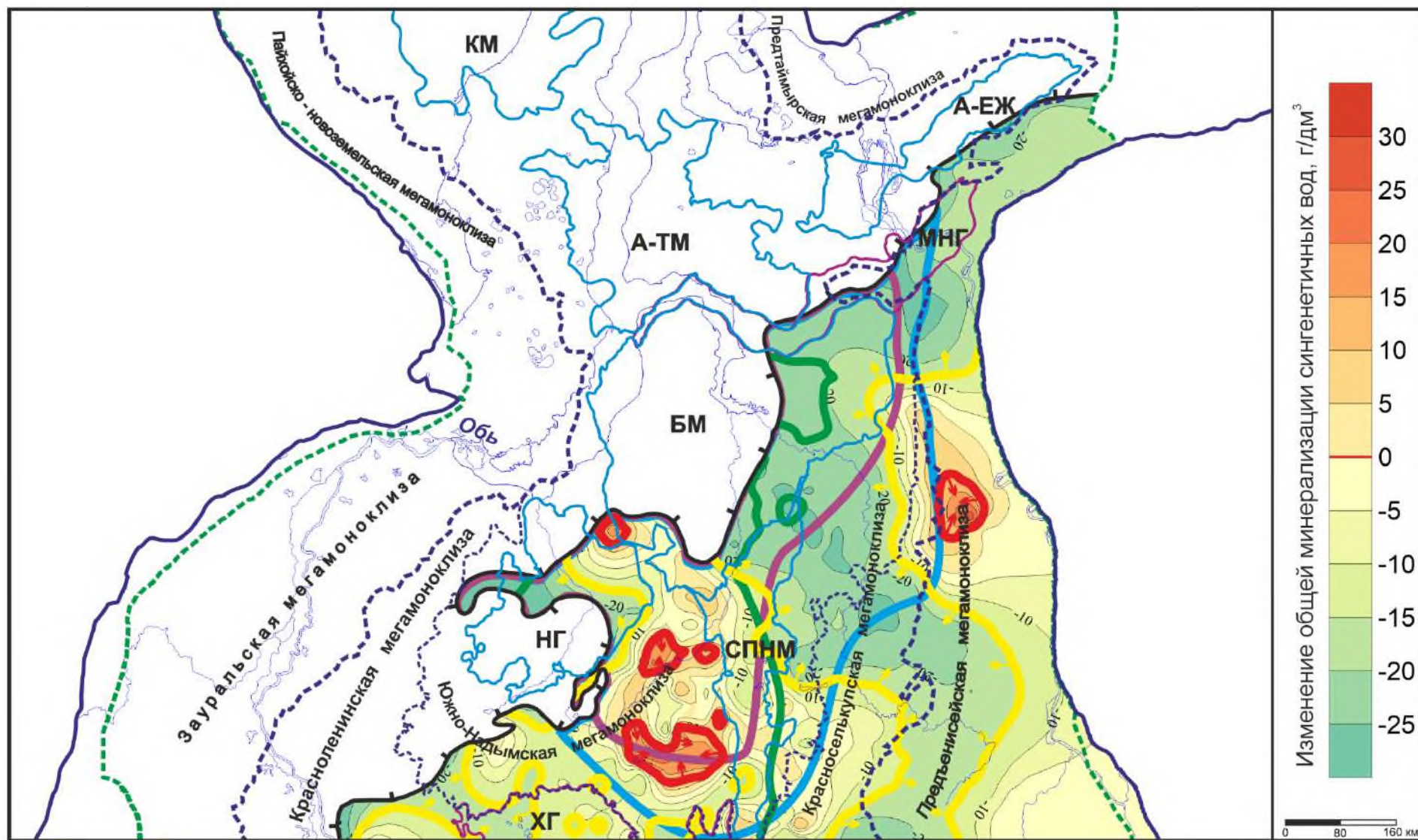


Рисунок 4.25. – Изменение величины общей минерализации сингенетических вод оксфордских отложений с момента захоронения до наших дней. Усл. обозн. см. рис. 4.24.

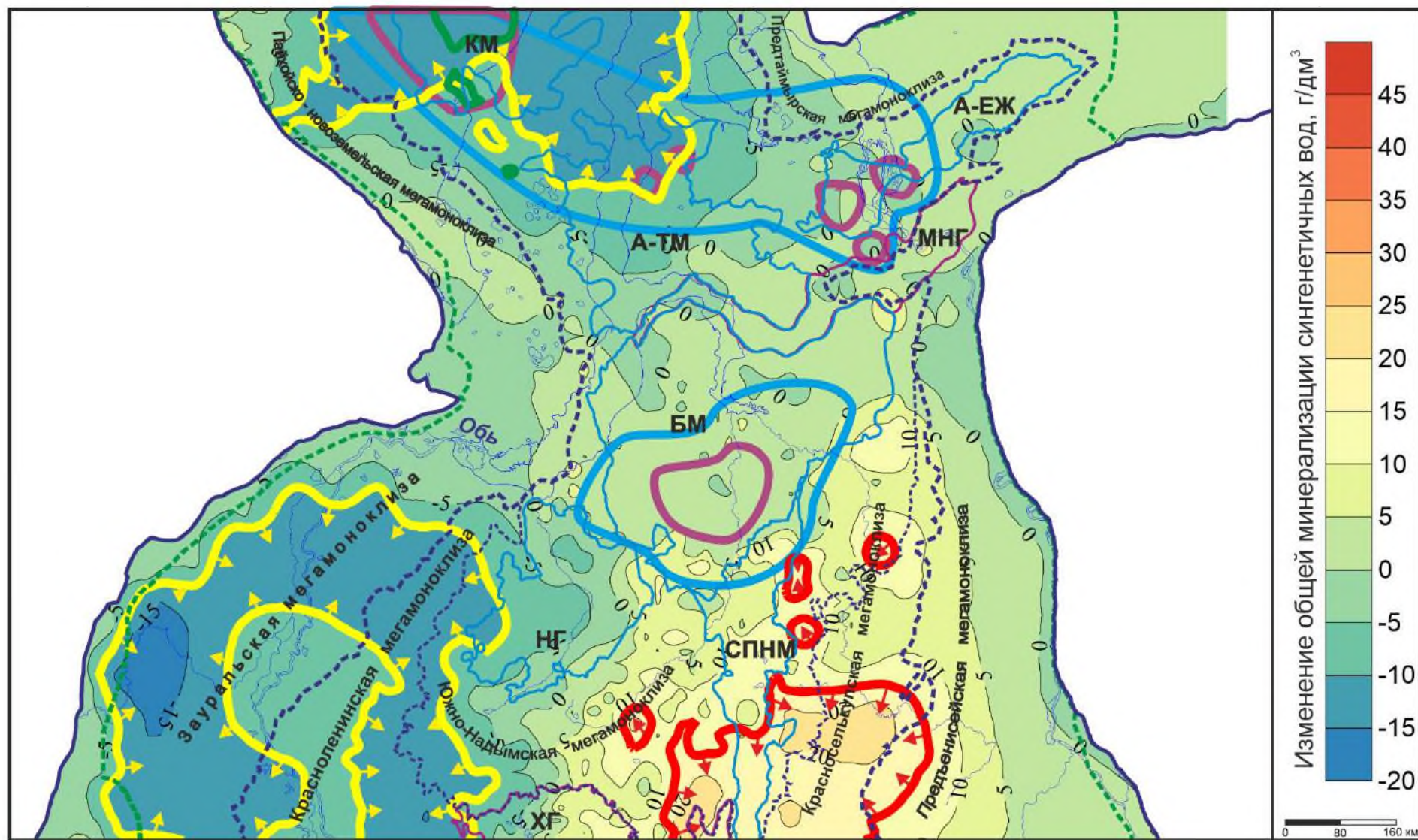


Рисунок 4.26. – Изменение величины общей минерализации сингенетичных вод барремских отложений с момента захоронения до наших дней.

Усл. обозн. см. рис. 4.24.

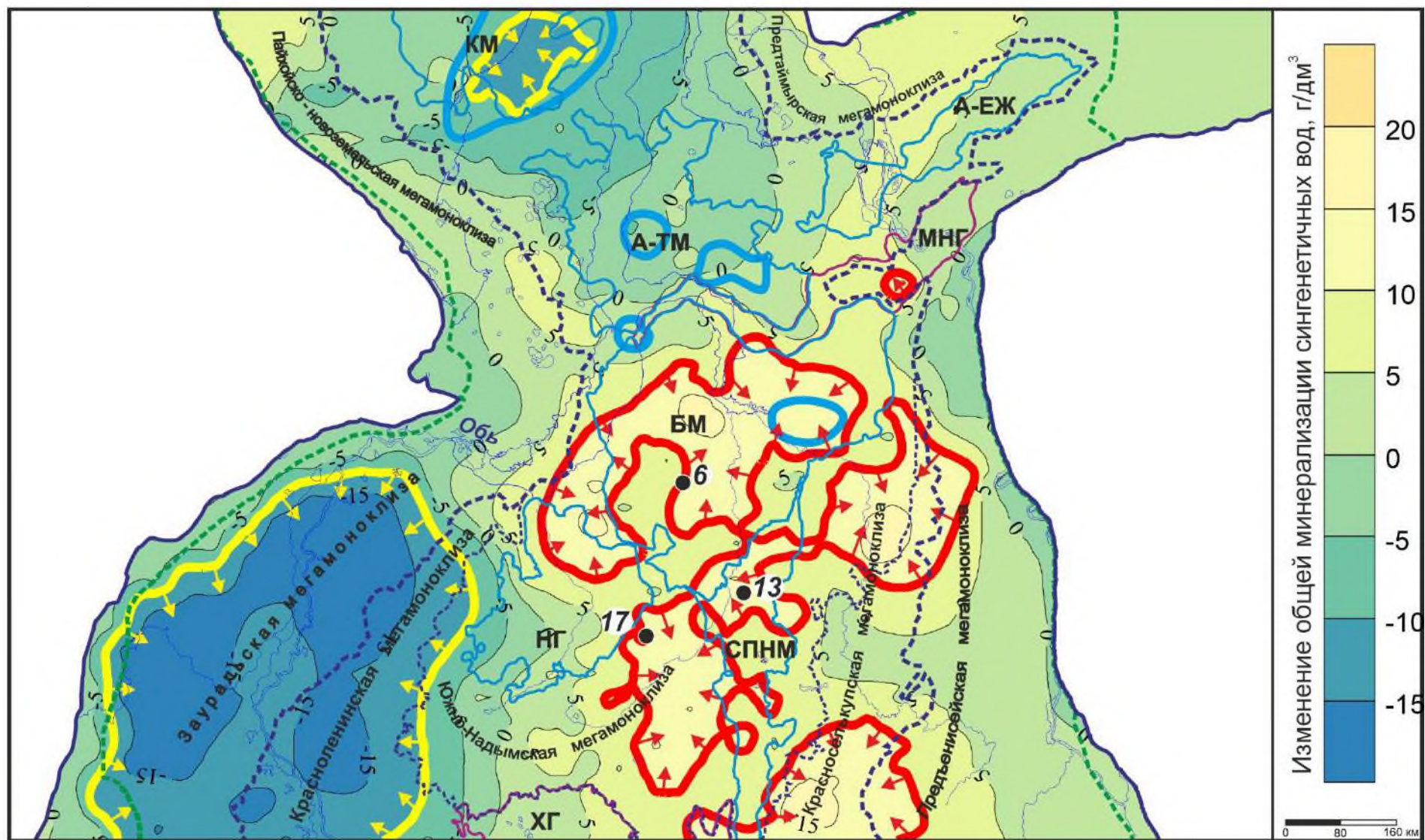


Рисунок 4.27. – Изменение величины общей минерализации сингенетичных вод аптских отложений с момента захоронения до наших дней.

Усл. обозн. см. рис. 4.24.

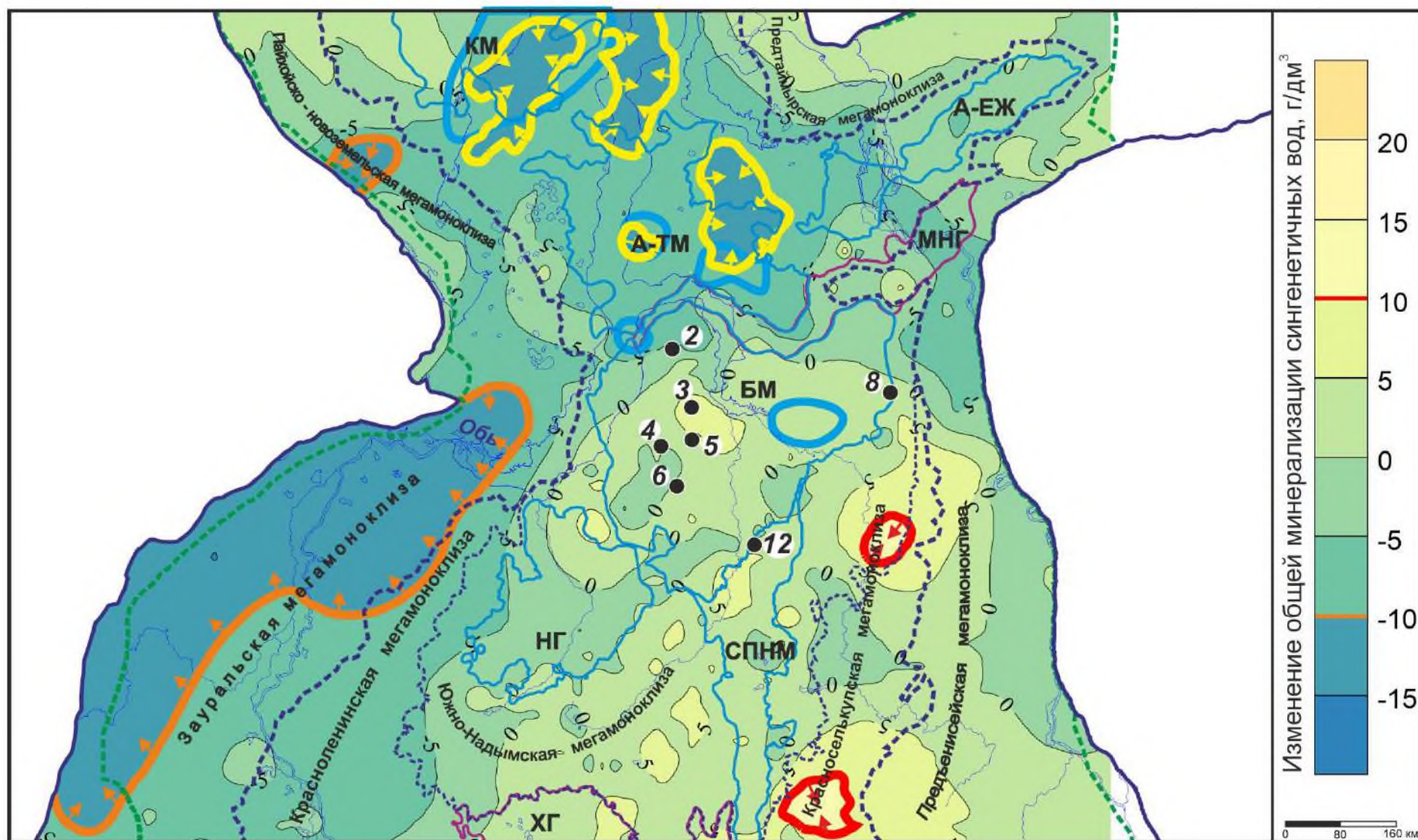


Рисунок 4.28. – Изменение величины общей минерализации сингенетичных вод сеноманских отложений с момента захоронения до наших дней. Усл. обозн. см. рис. 4.24.

Обширные области опреснения в изучаемом резервуаре (отрицательные гидрогеохимические аномалии) связаны с широким проявлением процессов термодегидратации глинистых минералов.

Как показано в работах (Burst, 1969; Perry, Hower, 1972), с глубин около 2 км начинается дегидратация (отжатие межслоевой воды) глинистых минералов, которая проходит в несколько стадий. Д.Б. Шоу для более чем 2000 месторождений США рассчитал глубины и температуры дегидратации глин и установил, что глубины обезвоживания меняются в пределах 1280-4850 м, а температуры при этом варьируют в пределах 83–111°C (Shaw, Weaver, 1965). Такой широкий интервал глубин в первую очередь связывается с разной величиной теплового потока на изучаемых месторождениях.

Учитывая результаты геотермических исследований осадочного чехла Западной Сибири, полученные Г.Д. Гинсбургом, А.Д. Дучковым, Ю.Г. Зиминым, А.Э. Конторовичем, В.А. Кошляком, Н.М. Кругликовым, А.Р. Курчиковым, Б.Ф. Маврицким, И.И. Нестеровым, Б.П. Ставицким, Э.Э. Фотиади, Г.А. Череменинским и другими, и вытекающие из них модели геотемпературного поля, можно предполагать, что в пределах изучаемого региона элизионная геостатическая (литостатическая) система с глубины около 2-2,5 км, где начинают проявляться аномально-высокие пластовые давления (АВПД), приобретает черты термодегидратационной (Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, 2018).

Анализ напряженности гидродинамического поля в пределах оксфордских отложений выявил наличие давлений: от нормальных на востоке до повышенных, переходящих в аномально высокие, в западных и центральных районах Ямало-Карской депрессии. На фоне нормальных пластовых давлений в восточной области изучаемого региона в пределах Ютырмальского, Текто-Харампурского и Равнинного месторождений установлены гидродинамические аномалии с повышенными давлениями, что говорит о вертикальных перетоках из более глубоких горизонтов. Наличие зоны АВПД поблизости с границей распространения оксфордского регионального резервуара в западной и центральной частях Надым-Тазовского междуречья связано с элизионным типом режима в этой области (Chemical..., 2007). Согласно нашим исследованиям, здесь элизионная геостатическая (литостатическая) водонапорная система приобретает черты термодегидратационной, поскольку пластовые температуры превышают 100 °С (Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, Лепокуров, 2005; Новиков, 2017; Кох, Новиков, 2014; Novikov, Sukhorukova, 2015; Новиков и др., 2019; Novikov, 2019; Novikov, 2018; Шурыгин и др., 2000; Новиков, 2019; Novikov et al., 2018).

Комплексный анализ современной гидрогеохимии и результатов палеогидрогеохимических реконструкций на сеноманское время также позволил установить значительные различия. Так, установлены области положительных и отрицательных аномалий, в

первую очередь по величине общей минерализации (см. рис. 4.28). Большинство положительных гидрогеохимических аномалий приурочены к южным и северным районам Красноселькупской мегамоноклизы. Отрицательные аномалии охватывают значительную площадь Зауральской мегамоноклизы, Карскую и Антипаютинско-Тадебеяхинскую мегасинеклизу, а также центральную часть Пайхойско-Новоземельской мегамоноклизы. Гидрогеохимические аномалии Зауральской и Пайхойско-Новоземельской мегамоноклиз можно объяснить региональным промывом изучаемых отложений древними инфильтрационными водами, а в пределах Карской и Антипаютинско-Тадебеяхинской мегасинеклиз влиянием конденсатогенных вод, сформированных одновременно с залежами углеводородов. Положительные гидрогеохимические аномалии в пределах Красноселькупской мегамоноклизы связаны с процессами межпластовых перетоков из нижезалегающих водоносных горизонтов неокомского и юрских комплексов.

Из вышесказанного можно сделать следующие выводы: 1) Преимущественно морской режим осадконакопления в мезозое господствовал в северных и арктических районах Западной Сибири до конца готеривского века и практически на протяжении всего верхнего мела, наиболее глубоководным бассейн был в волжское время. 2) Существенного изменения химического состава Арктического бассейна на границах триасового и юрского периодов не произошло. Фиксировались закономерные уменьшения концентраций калия и натрия и увеличение суммы кальция и магния. На рубеже средней и поздней юры из-за углубления бассейна минерализация сингенетичных вод могла достигать 35-38 г/дм³. 3) На основе анализа современной гидрогеохимии нефтегазоносных отложений с учетом палеогидрогеохимических реконструкций установлено, что в разрезе доминируют седиментогенные воды, в некоторых случаях разбавленные инфильтрационными, проникшими при регрессии морского бассейна. 4) Сравнительный анализ захороненных сингенетичных вод и данных по современной гидрогеохимии подземных вод основных водоносных комплексов выявил весьма значительные различия. По величине общей минерализации выявлены области положительных и отрицательных аномалий. Их природа связана с развитием процессов элизионного водообмена. Геостатическая (литостатическая) водонапорная система на глубинах 2-2,5 км переходит в термодегидратационную, что проявляется появлением АВПД. 5) За счет метаморфизма рассеянного органического вещества воды обогатились биогенными элементами (йод, бор, аммоний, фосфор и т. д.). По сравнению с морской водой у них отмечается наибольшая степень концентрирования: у аммония (99-110) и йода (89-387), средняя – у бора (3-10) и кремнезема (6-17) и низкая – у брома (1-1,3) (Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, 2018; Novikov, 2017). 6) Системе «вода–порода–газ–органическое вещество» принадлежит ключевая роль в процессах формирования химического состава подземных вод нефтегазоносных отложений.

4.2. Геохимия стабильных изотопов Н, О и С

Теоретические и экспериментальные исследования распределения стабильных изотопов (Н, О и С) в подземных водах являются основой при изучении различных генетических и геохимических типов природных вод. Их современный химизм является продуктом длительной геологической эволюции захороненных вод (в т.ч. сингенетичных). Состав природных вод начинает формироваться в обстановках осадконакопления. Затем на стадиях диа- и катагенеза захваченные породой воды претерпевают значительные изменения, вовлекаясь во множество процессов, таких как элизионный водообмен, вертикальная и латеральная миграция и взаимодействие в системе «вода – порода – газ – органическое вещество (ОВ)». В этой связи наряду с составом растворенных веществ для правильной идентификации генетического облика подземных вод необходимо всесторонне изучать их изотопный состав. Окончательное отнесение водного раствора к тому или иному генетическому типу возможно только после изучения изотопного состава вод, отвечающего процессам формирования их влаги, фракционирования и обмена изотопами с окружающими породами. Немаловажным параметром, позволяющим получить дополнительные данные о взаимодействии вод с окружающей средой является изотопный состав растворенного неорганического углерода. По этой характеристике можно оценить взаимодействие вод с органическими соединениями и газами глубоких горизонтов, особенностям формирования которых был посвящен цикл работ А.Э. Конторовича, В.С. Вышемирского, Л.И. Богородской, С.И. Голышева (Конторович и др., 1985а; Конторович и др., 1985б; Вышемирский, Конторович, 1997; Вышемирский, Конторович, 1998).

Огромный фактический материал по составу флюидов ЗСОБ, накопленный с 50-х годов прошлого века, значительно расширил наши представления о составе подземной гидросферы. Ранее выполненные исследовательские работы в большинстве случаев касались изотопного состава локальных районов Западной Сибири, отдельных месторождений и водоносных горизонтов, находящихся, в основном, выше регионального турон-олигоценевого водоупора и не имеющих перспектив для открытия залежей нефти и газа. В настоящем исследовании на примере уникальной выборки (225 проб) (рис. 4.29) подземных вод из нефтегазоносных горизонтов широкого стратиграфического диапазона северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна сделана первая попытка анализа глобальных эффектов первичных и вторичных преобразований состава стабильных изотопов самих вод и растворенного неорганического углерода (Dissolved inorganic carbon – DIC).

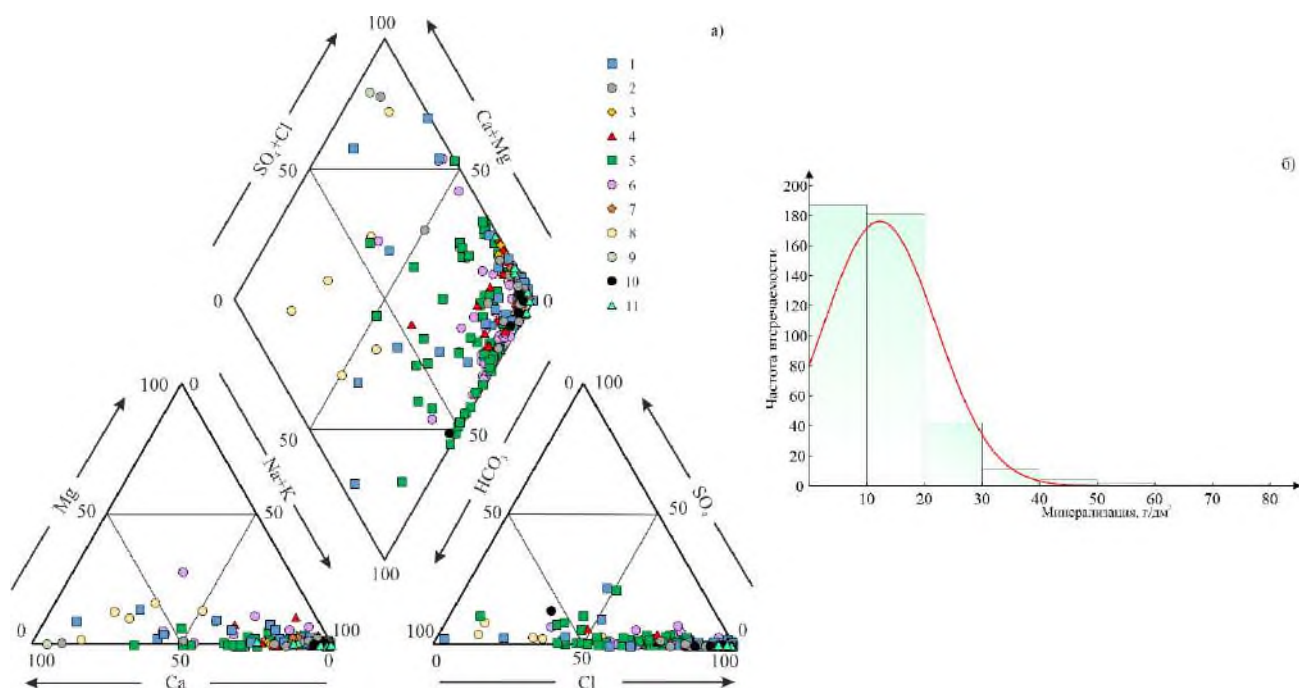


Рисунок 4.29. – Диаграмма Пайпера состава подземных вод нефтегазоносных отложений северных районов Западной Сибири (а) и их распределение по величине общей минерализации (б).

Возраст водовмещающих отложений: 1 – сеноман; 2 – альб; 3 – апт; 4 – готерив; 5 – валанжин; 6 – валанжин-берриас; 7 – оксфорд; 8 – келовей; 9 – бат; 10 – байос-аален; 11 – доюрские.

К настоящему времени в нефтегазоносных отложениях северных районов ЗСОБ установлены, в основном, нейтральные и слабощелочные воды (рН 6,1-8,6) с восстановительной геохимической средой (Еh от –360 до –150) и величиной общей минерализации, варьирующей в широком диапазоне значений от 2 до 63,3 г/дм³ преимущественно Cl Na, Cl–HCO₃ Na и HCO₃–Cl Na состава (по классификации С.А. Щукарева) (Novikov et al., 2024; Новиков, Пыряев, 2023; Новиков и др., 2023). Наиболее минерализованные седиментогенные воды характерны для верхнеюрского водоносного комплекса (оксфордского регионального резервуара). Их минерализация в отдельных скважинах Известинского, Комсомольского и Губкинского месторождений достигает 63,3 г/дм³ (Шварцев, Новиков, 2004; Новиков и др., 2019а; Novikov, 2020). В ниже-среднеюрском водоносном комплексе наиболее минерализованные воды до 55 г/дм³ установлены в среднеюрских горизонтах Малыгинского месторождения на севере полуострова Ямал и на ряде площадей Надым-Тазовского междуречья.

В вышезалегающих апт-альб-сеноманском и неокомском водоносных комплексах воды имеют преимущественно Cl Na, Cl–HCO₃ Na и HCO₃–Cl Na состав, а на ряде поисковых площадей ClNa с повышенной долей кальция (до 12-15 %-экв.) с величиной общей минерализации 1,5-25,3 г/дм³ в первом случае и 2,0-53,0 во втором. Доюрские водоносные комплексы (триас и палеозой) к настоящему времени изучены с помощью бурения весьма слабо, но, по имеющимся данным, в

их пределах доминируют воды Cl Na и Cl-HCO₃ Na состава с общей минерализацией 2,5-46,8 г/дм³ (Новиков и др., 2020а).

Для северных районов Западной Сибири характерен инверсионный тип вертикальной гидрогеохимической зональности, на фоне которой выделяется пик наиболее соленых седиментогенных вод верхнеюрских отложений. Природа этого явления объясняется нами рядом факторов (см. раздел 3.5): 1) особенностями геологического строения, 2) палеогидрогеологической историей изучаемого региона, 3) процессами элизионного водообмена, следствием которых является широкое развитие аномально-высоких пластовых давлений (АВПД) (Новиков, 2019), 4) сопряженными процессами нефтегазообразования и связанными с ними конденсатогенными водами (Novikov, 2017; Novikov, 2022) и 5) катагенетическими изменениями химического состава подземных вод за счет взаимодействия в системе «вода – порода – газ – органическое вещество» (Шварцев, 1991; Шварцев, 1992; Шварцев, 2008; Новиков и др., 2019а; Novikov, 2020).

Величина общей минерализации юрско-меловых водоносных комплексов закономерно снижается в направлении от центральных районов к периферии бассейна до 2-5 г/ дм³, где расположены современные области питания и развиты инфильтрационные воды. В этом же направлении происходит закономерная смена химического состава подземных вод с Cl Na на HCO₃-Cl Na (Кругликов, 1964; Novikov, Sukhorukova, 2015). В верхней части гидрогеологического разреза, в пределах криогенной толщи, на полуострове Ямал широким распространением пользуются криопэги с величиной общей минерализации до 150 г/дм³ Cl Na–Mg состава (Мельников, Спесивцев, 1995; Стрелецкая, Лейбман, 2002; Криосфера..., 2013).

В целом, подземные воды нефтегазоносных отложений отличаются бессульфатностью, значительным содержанием растворенных ОВ и газов углеводородного состава. Предельные содержания микрокомпонентов (мг/ дм³) достигают у: стронция до 1320, брома до 232, бора до 200, аммония до 150, йода до 136, кремния до 61, фтора до 12. Происхождение подземных вод хорошо просматривается по величинам генетических коэффициентов. Наиболее сильно различаются седиментогенные и конденсатогенные воды. Так, отношение rNa/rCl у первых составляет 0,78–1,04 при среднем значении 0,92, а у вторых – 0,19-1,90 при среднем 0,66. Средние величины Cl/Br коэффициента равны 277 и 385, Ca/Cl – 0,05 и 0,5, (Br/ Cl)·10³ – 3,81 и 2,94. Наиболее сильно эти генетические типы вод отличаются по среднему отношению B/Br – 0,16 и 2,82, соответственно.

Газонасыщенность подземных вод в пределах нижнего гидрогеологического этажа ведет себя неодинаково и может меняться в пределах одного пласта в два и более раз. Вероятно, такие различия могут быть обусловлены межпластовыми перетоками, особенно характерными для углеводородных газов (Вышемирский, Конторович, 1998). При этом сохраняется общая

тенденция увеличения газонасыщенности с глубиной от 0,3-3,0 л/л в апт-альб-сеноманском до 0,9-5,7 в ниже-среднеюрском комплексе (Кругликов и др., 1985; Novikov, 2022). В юрско-меловых водоносных горизонтах повсеместно развиты метановые воды с содержанием метана в среднем от 95,5 об. % в апт-альб-сеноманском комплексе до 83,3 об. % в ниже-среднеюрском. Происходит снижение его концентраций по мере погружения водоносных горизонтов (ВГ). С глубиной происходит рост содержаний гомологов метана от 1,3 об. % в апт-альб-сеноманском до 11,7 об. % в ниже-среднеюрском комплексе (см. раздел 6.2). Отмечаются также рост содержаний углекислого газа и одновременное понижение отношения суммы тяжелых углеводородов к азоту от 96 в апт-альб-сеноманском комплексе до 52 в ниже-среднеюрском. Содержание азота не превышает 15 об. %, углекислого газа – 4 об. %, водорода – 6 об. %, гелия – 0,14 об. % и аргона – 0,19 об. % соответственно (Новиков, 2020).

Ввиду большого объема выполненных изотопных исследований данные по отдельным пробам приведены только на рисунках, при этом в таблице 4.1 сведены результаты, объединяющие значения по всем изученным водоносным горизонтам. Изученные воды имеют широкий диапазон вариации изотопного состава кислорода и водорода. Относительная концентрация дейтерия в них варьирует от -123‰ до -54‰ , изменяясь почти на 70‰ для индивидуальных проб. Изотопный состав кислорода при этом изменяется от $-16,6\text{‰}$ до $-2,5\text{‰}$, т.е. разница в изотопном составе самых тяжелых и самых легких вод достигает 14‰ .

Для наглядности данные по изотопному составу кислорода и водорода в отдельных пробах представлены в виде точек на рис. 4.30. Там же представлена GMWL (Global meteoric water line) (Craig, 1961). Из рисунка видно, что большинство точек изотопного состава вод располагается правее GMWL, т.е. изотопный состав кислорода в этих пробах имеет выраженный изотопный КС (Craig, 1966). Вариация значений $\delta^{18}\text{O}$ и КС для индивидуальных проб от возраста водовмещающих пород представлена на рис. 4.31, при этом усредненные значения КС и интервалы их изменения приведены в табл. 1. Значения КС в индивидуальных пробах находятся в диапазоне от $-1,3\text{‰}$ до $+8,6\text{‰}$. В случае проб с отрицательными значениями КС корректней будет указать величины дейтериевых эксцессов d – параметра, отражающего пересыщение вод дейтерием относительно усредненного изотопного состава метеорных вод, представленного GMWL.

Диапазоны вариации дейтериевого эксцесса и его усредненные значения по пробам в изученных водоносных горизонтах представлены в табл. 4.1. Значения d в индивидуальных пробах достигают 21‰ , что, по-видимому, может являться следствием конденсатогенной природы этих вод (Novikov et al., 2024; Новиков, Пыряев, 2023; Новиков и др., 2023). Представленная выборка охватывает практически непрерывный стратиграфический ряд

Таблица 4.1. – Распределение изотопных характеристик подземных вод нефтегазоносных отложений северных районов Западной Сибири.

Возраст	Номер на рис. 4.29	М, мг/дм ³	DIC сумма, ммоль/дм ³	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$, ‰	$\delta\text{D}_{\text{VSMOW}}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$, ‰	КС, ‰	d, ‰	Кол-во проб, шт.
сеноман	1	$\frac{224 \div 20269}{6257}$	$\frac{1 \div 26}{4}$	$\frac{-52,0 \div 18,0}{-6,0}$	$\frac{-109 \div -60}{-78}$	$\frac{-16,0 \div -8,0}{-11,0}$	$\frac{-1,2 \div 2,4}{0,0}$	$\frac{-9 \div 19}{10}$	32
альб	2	$\frac{687 \div 22855}{18384}$	$\frac{1 \div 37}{11}$	$\frac{-21,8 \div 21,8}{+12,0}$	$\frac{-123 \div -58}{-62}$	$\frac{-16,0 \div -7,0}{-8,6}$	$\frac{-0,1 \div 1,4}{1,0}$	$\frac{-0,88 \div 10,8}{+4}$	16
апт	3	$\frac{10691 \div 23848}{19007}$	$\frac{3 \div 15}{8}$	$\frac{-13,6 \div 13,9}{-3,0}$	$\frac{-72 \div -55}{-58}$	$\frac{-9,0 \div -7,0}{-7,0}$	$\frac{0,7 \div 1,8}{1,0}$	$\frac{-4,73 \div 5,02}{-2}$	8
готерив	4	$\frac{202 \div 21387}{11112}$	$\frac{1 \div 31}{10}$	$\frac{-15,0 \div 18,0}{-1,0}$	$\frac{-115 \div -54}{-58}$	$\frac{-15,0 \div -6,0}{-7,0}$	$\frac{0,2 \div 6,3}{2,0}$	$\frac{-21 \div 9}{-6}$	30
валанжин	5	$\frac{53 \div 22717}{4488}$	$\frac{0 \div 39}{8}$	$\frac{-45,0 \div 10,0}{-12,0}$	$\frac{-166 \div -55}{-79}$	$\frac{-23,0 \div -5,0}{-7,0}$	$\frac{-1,0 \div 7,1}{3,0}$	$\frac{-46 \div 18}{-13}$	68
валанжин-берриас	6	$\frac{170 \div 15261}{6294}$	$\frac{0 \div 35}{14}$	$\frac{-16,0 \div 4,0}{-10,0}$	$\frac{-123 \div -90}{-99}$	$\frac{-17,0 \div -6,0}{-7,0}$	$\frac{-1,2 \div 8,6}{5,0}$	$\frac{-59 \div 10}{-36}$	31
оксфорд	7	$\frac{29565 \div 53690}{32669}$	$\frac{9 \div 16}{10}$	$\frac{-19,0 \div 9,0}{-6,0}$	$\frac{-78 \div -70}{-72}$	$\frac{-8,3 \div -6,9}{-8,0}$	$\frac{1,5 \div 2,9}{2,0}$	$\frac{-22 \div -4}{-9}$	6
келовой	8	$\frac{201 \div 2781}{374}$	$\frac{2 \div 4}{3}$	$\frac{-42,0 \div -16,0}{-22,0}$	$\frac{-103 \div -86}{-96}$	$\frac{-15,0 \div -13,0}{-14,0}$	$\frac{-1,3 \div 4,1}{-1,0}$	$\frac{18 \div 21}{+20}$	7
бат	9	$\frac{1082 \div 20579}{12801}$	$\frac{2 \div 37}{29}$	$\frac{-16,0 \div -7,0}{-10,0}$	$\frac{-114 \div -64}{-80}$	$\frac{-15,0 \div -5,0}{-8,0}$	$\frac{0,9 \div 4,0}{4,0}$	$\frac{-22 \div 3}{-16}$	11
байос-аален	10	$\frac{10761 \div 22259}{17495}$	$\frac{11 \div 24}{23,5}$	$\frac{-15,0 \div -4,0}{-12,0}$	$\frac{-69 \div -62}{-63}$	$\frac{-6,0 \div -4,0}{-5,0}$	$\frac{4,0 \div 8,0}{5,0}$	$\frac{-28 \div -20}{-25}$	4
палеозой	11	$\frac{22986 \div 71073}{37014}$	$\frac{3 \div 30}{11}$	$\frac{-15,0 \div 3,0}{-6,0}$	$\frac{-77 \div -59}{-72}$	$\frac{-10 \div -2}{-8,0}$	$\frac{0,3 \div 6,8}{1,3}$	$\frac{-56 \div 14}{-1}$	9

Примечание: минерализация, содержание DIC и изотопные характеристики подземных вод представлены в следующем виде: над чертой представлен диапазон вариации соответствующих значений для проб, отобранных из водоносного горизонта соответствующего возраста, под чертой представлено усредненное значение по всем пробам из данного возрастного интервала.

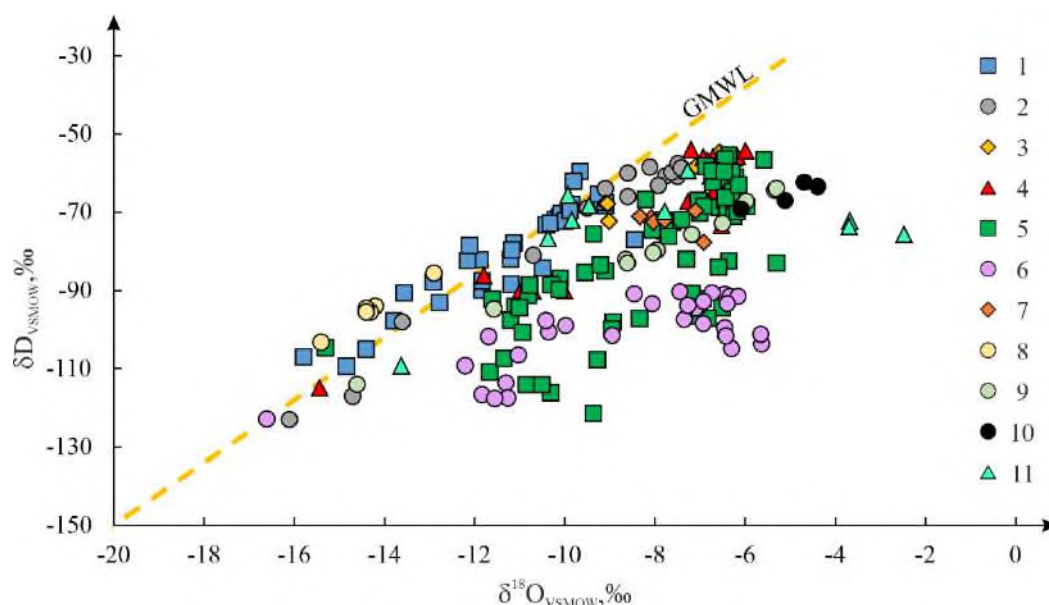


Рисунок 4.30. – Изотопный состав кислорода и водорода подземных вод нефтегазоносных отложений северных районов Западной Сибири. Глобальная линия метеорных вод – GMWL:

$$\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10 \text{ (Craig, 1961)}.$$

Возраст водовмещающих отложений: мезозойские: 1 – сеноман; 2 – альб; 3 – апт; 4 – готерив; 5 – валанжин; 6 – валанжин-берриас; 7 – оксфорд; 8 – келловей; 9 – бат; 10 – байос-аален; 11 – доюрские.

водоносных пластов от аалена (средняя юра) до сеномана (верхний мел). Для сравнения также были привлечены данные по водам, отобраным из пластов верхнего палеозоя. При указанных выше вариациях изотопного состава кислорода, зависимость КС от возраста водоносных пластов имеет экстремальную форму с максимумом ($\sim 9\text{‰}$), приходящимся на отложения берриаса (нижний мел).

Содержание водорастворенного неорганического углерода (DIC), как сумма диссоциатов угольной кислоты и водорастворенного углекислого газа ($\text{CO}_{2\text{водн}} + \text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$), и его изотопный состав представлены на рис. 4.32а, вариация изотопного состава DIC от возраста водоносных отложений представлена на рис. 4.32б. Концентрация DIC в исследованных водах варьирует в широком диапазоне значений: от 0,17 до 38,6 ммоль/л при $\delta^{13}\text{C}$ от $-51,8\text{‰}$ до $+21,8\text{‰}$. Для большинства исследованных вод доминирующей компонентой в составе DIC выступал гидрокарбонат-ион, при этом $\text{CO}_{2\text{водн}}$ и ион CO_3^{2-} в большинстве проб присутствовали лишь в следовом количестве. Исключением являются единичные пробы, отобранные из водоносных горизонтов сеноманского, альбского, валанжинского и валанжин-берриасского возрастов. Наиболее обогащенными $\text{CO}_{2\text{водн}}$ выступили воды сеноманского горизонта, где содержание $\text{CO}_{2\text{водн}}$ в ряде случаев превышало содержание других диссоциатов на несколько порядков.

4.2.1. Изотопный состав δD и $\delta^{18}O$

Из рис. 4.30 видно, что лишь отдельные точки, отражающие изотопный состав исследованных вод, ложатся на современную глобальную линию метеорных вод. К таким пробам относятся в первую очередь воды, отобранные из сеноманских отложений, и одна – из валанжин-берриасских. На первый взгляд, такое положение точек может указывать на современное метеорно-инфильтрационное питание этих водоносных горизонтов (Alçiçek et al., 2019).

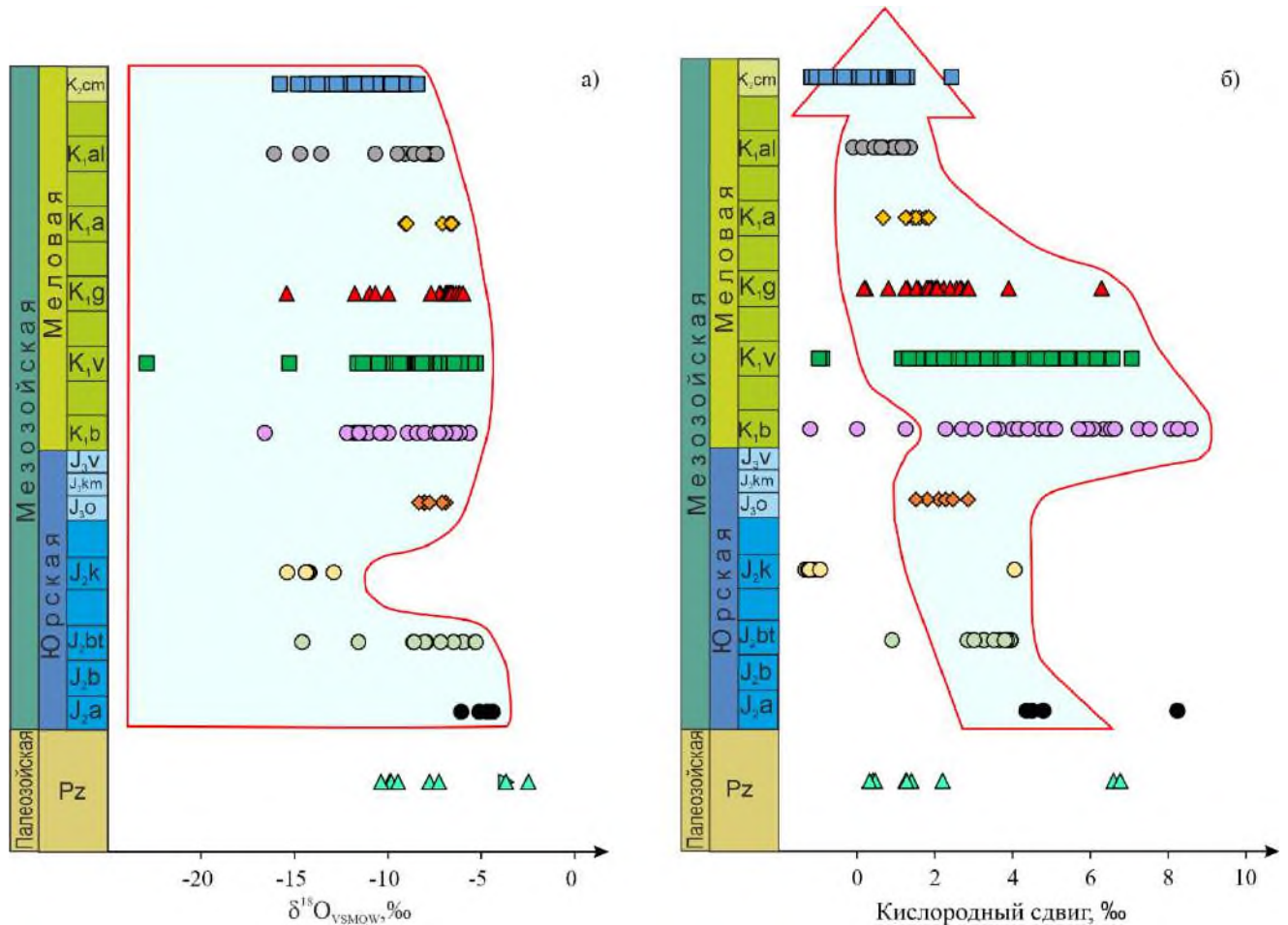


Рисунок 4.31. – Вариация изотопного состава кислорода вод (а) и величины КС (б) от возраста водовмещающих отложений.

Pz – палеозой; фанерозой: юрская система: J_{2a} – аален; J_{2b} – байос; J_{2bt} – бат; J_{2k} – келловей; J_{3o} – оксфорд; J_{3km} – кимеридж; J_{3v} – волга; меловая система: K_{1b} – берриас; K_{1v} – валанжин; K_{1g} – готерив; K_{1a} – апт; K_{1al} – альб; K_{1cm} – сеноман. Области выделены диапазоны вариации $\delta^{18}O$ (а) и общего тренда изменения величины КС (б) для вод мезозойских водоносных отложений. Усл. обозн. см. рис. 4.29.

Однако некоторые сомнения вызывает широкий диапазон вариации изотопного состава кислорода и водорода вод даже на линии GMWL, поскольку для современных метеорных вод, инфильтрующихся в водоносные горизонты в областях питания, следовало бы ожидать усредненного изотопного состава атмосферных осадков за весь сезон (Ферронский, Поляков,

2009). Широкая вариация изотопного состава вод сеноманского водоносного горизонта также может быть обусловлена и довольно широким пространственным удалением отдельных месторождений и, соответственно, различиями климатических условий формирования вод на момент их выпадения в виде атмосферных осадков.

Большинство изученных вод имеет изотопный состав, существенно отклоняющийся от тренда глобальной линии метеорных вод (Novikov et al., 2024; Новиков, Пырьев, 2023; Новиков и др., 2023). Относительное обогащение вод тяжелым изотопом кислорода ^{18}O наблюдается для большинства вод, начиная с ааленского водоносного горизонта и заканчивая сеноманским, что хорошо видно из рис. 4.31б по положительным значениям КС относительно GMWL. Согласно литературным данным (Новиков и др., 2020б; Ферронский, Поляков, 2009; Alçiçek et al., 2019), такое обогащение в первую очередь связывают с двумя факторами: испарением, а также длительным высокотермическим контактом вод с породами, обогащенными тяжелыми изотопами кислорода ^{18}O , например такими, как карбонаты (Hoefs, 2021), т.е. в процессе взаимодействия в системе вода – порода (water-rock interaction – WRI). В нашем случае, по-видимому, насыщение вод тяжелым кислородом обусловлено суммой указанных факторов. Аналогичный эффект мы наблюдали (Новиков и др., 2021а) для родственных исследованным в настоящей работе объектов – пластовых вод разрабатываемых нефтяных месторождений южных районов Западной Сибири.

В более молодых водоносных горизонтах наблюдаются постепенное насыщение вод легким изотопом ^{16}O (см. рис. 4.31а) и уменьшение величины КС (см. рис. 4.31б), что, очевидно, связано как с уменьшением времени процессов WRI, так и с изменением условий, при которых сингенетичные воды были захоронены и находились в соответствующих водоносных горизонтах. Логично, что для вод более древних глубокопогруженных горизонтов, время и температуры WRI были большими, что давало больший вклад во вторую составляющую обогащения изотопного состава кислорода тяжелым изотопом ^{18}O . В то же время, из рис. 4.31 видно, что воды палеозойских отложений обогащены тяжелым кислородом ^{18}O в относительно меньшей степени в сравнении с водами более молодых водоносных горизонтов, несмотря на теоретически больший промежуток времени WRI (Novikov et al., 2024; Новиков, Пырьев, 2023; Новиков и др., 2023). Предположительно, меньшая величина КС для палеозойских вод обусловлена меньшим испарением вод до захоронения в этот период, т.е. палеозойские воды за счет меньшего испарения в меньшей степени были обеднены легким изотопом ^{16}O , поэтому точки их изотопного состава были в меньшей степени сдвинуты вправо вверх относительно GMWL, чем точки более молодых водоносных горизонтов. По-видимому, это может косвенно указывать на меньшие климатические температуры в данном регионе в палеозое, что хорошо согласуется с предложенными в работе (Новиков и др., 2019б) схемой периодизации гидрогеологической

истории и характеристикой палеосреды северной части Западно-Сибирского мегабассейна (Конторович и др., 2013).

Рассматривая глубокозалегающие водоносные горизонты, подверженные воздействию повышенных пластовых температур более 70 °С (Новиков и др., 2019; Новиков, Шварцев, 2009; Новиков, Борисов, 2021), следует также учитывать процессы формирования конденсатогенных вод, сопровождающиеся их фракционированием и последующей миграцией в вышележащие водоносные горизонты. Принимая во внимание общую тенденцию фракционирования при испарении и переносе в первую очередь легких по изотопному составу вод (водоуглеродную смесь, состоящую из вод и способных к миграции углеводородов), логично предположить, что для глубокопогруженных горизонтов, где нагрев идет снизу вверх, перенос влаги, обогащенной относительно более легкими изотопами, происходит в этом же направлении (Novikov et al., 2024; Новиков, Пыряев, 2023; Новиков и др., 2023).

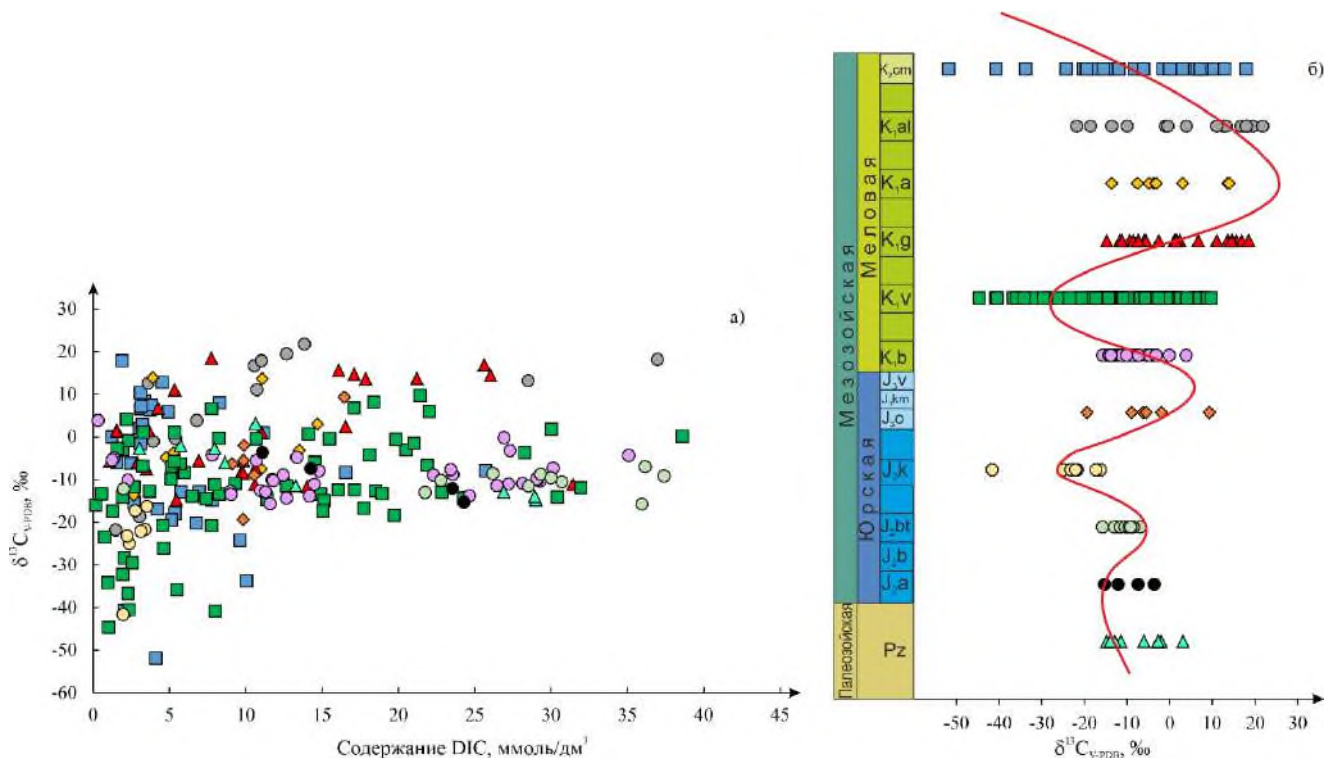


Рисунок 4.32. – Концентрация и изотопный состав DIC в водах нефтегазоносных отложений северных районов Западной Сибири (а), вариация изотопного состава DIC от возраста водовмещающих отложений (б). Красной линией (б) условно отражена работа изотопного «осциллятора» – см. пояснения в тексте. Условные обозначения см. рис. 4.29, 4.31.

Таким образом, на основе вышесказанного можно заключить, что следует ожидать постепенное относительное обеднение нижележащих вод легким изотопом ^{16}O с дальнейшим его переносом в вышележащие горизонты посредством межпластовых частичных переносов. Возможно, этим и обусловлен изотопный состав ряда сеноманских проб, очень близкий к современному изотопному составу метеорных вод. Соответственно, можно предположить, что

регистрируемый «современный» изотопный состав таких вод отражает уже не нативное соотношение изотопов на момент захоронения, а динамически измененный изотопный состав за счет привноса порций легких изотопов из нижележащих водоносных горизонтов. Но, подчеркнем, что высказанная выше гипотеза требует более глубокой проработки с привлечение расчетных методов (Novikov et al., 2024; Новиков, Пыряев, 2023; Новиков и др., 2023).

Приведенные данные для вод водовмещающих пород палеозойского возраста в целом соответствуют вышеописанным тенденциям преобразований изотопного состава кислорода и водорода. Однако на текущий момент объем данных недостаточно представителен, чтобы делать более конкретные выводы. Требуются дополнительные исследования в этом направлении. Полученные данные представлены в настоящей работе в первую очередь для общего набора статистики по изотопному составу вод столь редких и сложных для исследования объектов.

В целом, генезис изученных вод следует рассматривать как древний седиментационный с постепенным захоронением отдельных порций сингенетичных вод вместе с породами. Первичное обогащение вод тяжелым изотопом ^{18}O за счет испарения в теплых климатических условиях в последующем дополнительно усилилось их изотопным обменом с кислородсодержащими породами.

4.2.2. Изотопный состав DIC

Изотопный состав DIC в изученных пробах очень вариативен и охватывает широкий диапазон значений $\delta^{13}\text{C}$: от $-51,8\text{‰}$ до $21,8\text{‰}$. Очевидно, что такое многообразие связано главным образом с широким спектром процессов преобразования ОВ в CO_2 и дальнейшего изотопного обмена сформированной углекислоты с окружающим органическим и неорганическим углеродсодержащим веществом. В свою очередь, изотопный состав углерода захороненного органического вещества может быть весьма разнообразным и определяется как материалом материнского ОВ, так и степенью его катагенетических преобразований (Конторович и др., 1985а, 1985б), рис. 4.33. Так, А.Э. Конторовичем с коллегами было показано, что для седикахитов терригенного и морского происхождения различия в изотопном составе углерода могут достигать более 5‰. Можно предположить, что частично вариация изотопного состава DIC может быть обусловлена и этим фактором (Novikov et al., 2024; Новиков, Пыряев, 2023; Новиков и др., 2023).

Термический распад ОВ в окислительной обстановке приводит к формированию CO_2 , который наследует изотопный состав углерода-прекурсора. На этом принципе основан классический метод анализа изотопного состава углерода в органических веществах (Hoefs, 2021). В то же время преобразование ОВ в природе – комплексный процесс, включающий первичное преобразование ОВ в результате жизнедеятельности микроорганизмов и бактерий

(Londry, 2008; Pohlman et al., 2008), дальнейшее преобразование более устойчивых органических компонентов при катагенетических изменениях и выделение отдельных фракций легкомигрирующих компонентов, что также подчеркивается в работе (Конторович и др., 1985а), где указано, что изотопный состав углерода сидикахитов сильно зависит от стадии преобразования ОВ и имеет нелинейную функцию изменения.

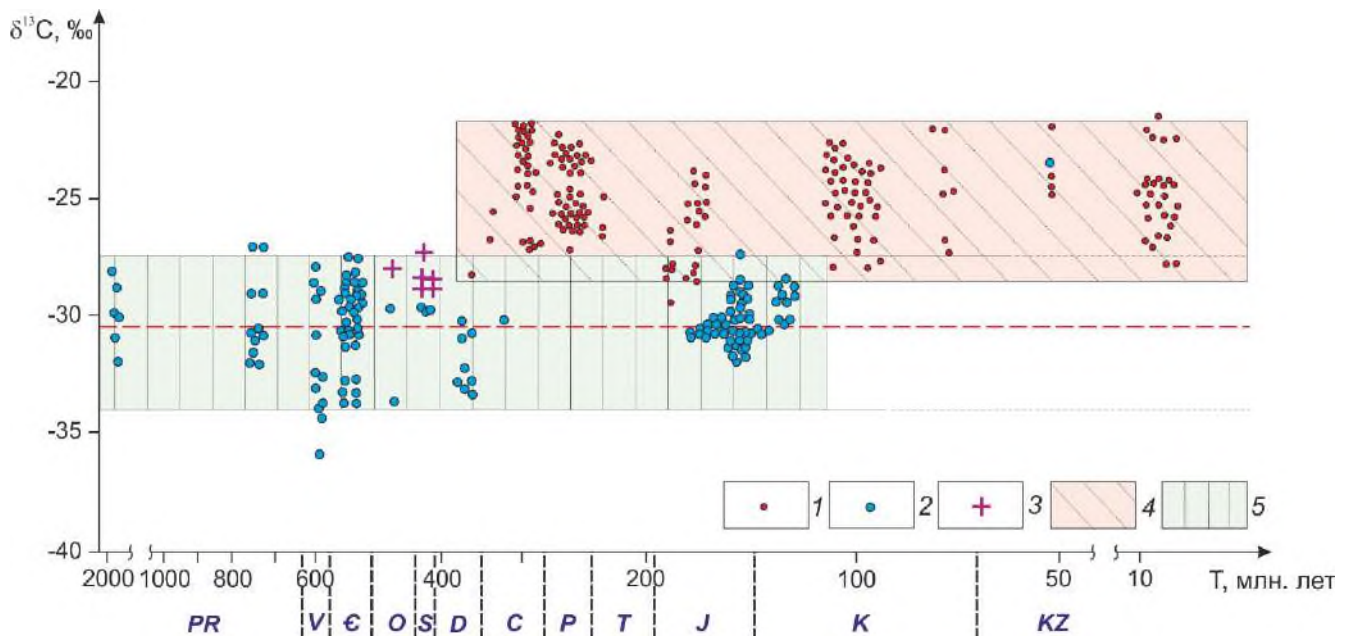


Рисунок 4.33. – Эволюция изотопного состава углерода в сидикахитах в докембрии и фанерозое (Конторович и др., 1985а).

1 – террагенные; 2 – аквагенные (плактоногенные) сидикахиты; 3 – граптолитовые сланцы силура западной части Сибирской платформы; интервал вариаций ^{13}C : 4 – в гетерогенных; 5 – в аквагенных сидикахитах.

PR – протерозойская акротема; системы: V – венд; C – кембрий; O – ордовик; S – силур; D – девон; C – карбон; P – пермь; T – триас; J – юра; K – мел; KZ – кайнозойская эратема.

Кроме того, высвобождаемая в ходе таких процессов углекислота способна участвовать в процессах силикат-карбонатного выветривания горных пород, находящихся в контакте с подземными водами (Das et al., 2005), т.е. изотопного обмена с окружающей средой. Еще одним осложняющим интерпретацию результатов фактором может служить вариативность изотопного состава углерода флюидов, возникающая вследствие их фракционирования при процессах дегазации. В работе (Li et al., 2022) наглядно показано, что в процессе добычи метана из угольных сланцев наблюдается его четырехступенчатое фракционирование с изменением изотопного состава углерода по схеме «стабильный – легче – тяжелее – снова легче». Безусловно, учет всех факторов возможного влияния на изучаемые системы стабильных изотопов – задача крайне сложная. Поэтому, в настоящей работе мы постарались рассмотреть лишь общие наблюдаемые

закономерности для широкой серии объектов с целью минимизации влияния отдельных частных факторов на общую картину.

Из представленной на рис. 4.32а зависимости видно, что по мере насыщения вод углекислотой распределение изотопного состава DIC сужается: от исходного разброса значений $\delta^{13}\text{C}$ более чем в 70‰ в области низких концентраций DIC (от 0 до 10 ммоль/дм³) оно постепенно сокращается сначала до ~40‰ в диапазоне концентраций DIC от 10 до 30 ммоль/дм³ и далее до ~20‰ при концентрациях DIC выше 30 ммоль/дм³ (Novikov et al., 2024; Новиков, Пыряев, 2023; Новиков и др., 2023). Также, очевидно, что содержание DIC в водах не имеет прямой взаимосвязи с возрастом водовмещающих отложений и связано в первую очередь с доступностью углеродсодержащего вещества водам и бактериям, принимающим непосредственное участие в его переработке. Подтверждение этого тезиса хорошо видно из представленной на рис. 4.32а зависимости для точек, отвечающих содержанию DIC в водах палеозойских отложений: содержание углекислоты в отдельных пробах даже ниже, чем в ряде проб более молодых водоносных горизонтов (Novikov et al., 2024; Новиков, Пыряев, 2023; Новиков и др., 2023).

4.2.3. Изотопный осциллятор

Изменение изотопного состава углерода носит волнообразный характер (рис. 4.32б). Причина такого поведения зависимости, скорее всего, связана с нелинейным изменением изотопного состава самого ОБ от времени его преобразования, что отмечается в работе (Конторович и др., 1985а). Вероятно, волнообразный характер функции изотопного состава DIC может быть обусловлен конкуренцией процессов бактериального преобразования ОБ в водоносных горизонтах, что неизбежно приводит к смене механизмов изотопного фракционирования (Новиков и др., 2020б). Условно закрытую систему глубокозалегающего водоносного горизонта следует рассматривать как затухающий гармонический осциллятор (Трубецков, Рожнев, 2001), где источником «колебаний» изотопного состава выступают конкурирующие процессы преобразования ОБ, которые, по-видимому, со временем должны выходить на определенный базовый уровень данной системы. Условными «максимумами колебаний» такого изотопного осциллятора выступают бактериальные процессы преобразования ОБ, сырьем в которых являются продукты соответствующего конкурирующего процесса, а изотопный состав углерода выделяемой в каждом случае углекислоты находится как раз в этих «максимумах»: выраженный положительный при метаногенезе и уходящий в глубоко отрицательный при сульфат-метановых переходах (Новиков и др., 2021б).

Предполагая сохранение затухающей волнообразной функции, что также видно из сужения разброса изотопного состава DIC в водах палеозойских отложений, можно предположить, что система стремится к некоторому равновесному значению $\delta^{13}\text{C}$ – около –10‰

в нашем случае. Полученное значение $\delta^{13}\text{C}$, на удивление, довольно близко к усредненному изотопному составу воздушной углекислоты, поглощенной атмосферными осадками (Новиков и др., 2021в; Корес et al., 2019) с учетом коэффициента фракционирования (Zhang et al., 1995): от $-9,2\text{‰}$ до $-10,2\text{‰}$. Принимая корректность предложенной гипотезы, просматривается интересная закономерность, предполагающая гомогенизацию изотопного состава углекислоты в подземных водах и замыкающая изотопный круговорот углерода в системе «воздушный CO_2 – органическое вещество – DIC». Этот круговорот можно описать следующим образом.

Исходный атмосферный углекислый газ (CO_2^{ATM}) является первоисточником большей части углекислоты, поглощаемой как атмосферными осадками, так и растительностью при фотосинтезе. Условно атмосферу можно рассматривать как обобщенный первичный резервуар, накапливающий углекислоту с усредненным изотопным составом углерода.

При фотосинтезе растения фракционируют углекислоту, насыщая свои ткани легким изотопом, который, неизбежно, после гибели растений попадает в почву (CO_2^{PAC}). Тяжелый углекислый газ служит основой для построения карбонатного материала, накапливающегося, в конечном итоге, в виде массива карбонатсодержащих осадочных пород ($\text{CO}_2^{\text{KAPB}}$). Таким образом создается первая ступень преобразования и разделения атмосферной углекислоты.

Атмосферные осадки, поглощая сначала атмосферный CO_2 , инфильтруются через почвенный слой в более глубокие горизонты, захватывают приповерхностную биогенную изотопно-легкую углекислоту, а также диффузионную почвенную углекислоту, близкую по изотопному составу к атмосферной. Частичный изотопный обмен такого DIC с породами при инфильтрации приводит, в среднем, к значениям $\delta^{13}\text{C}$ ($\text{CO}_2^{\text{ИНФ}}$), близким к -12‰ (по собственным наблюдениям). Условно, этот этап можно рассматривать как вторую ступень преобразования изотопного состава углерода углекислоты. В данном случае, уже не атмосферной, а водорастворенной (Novikov et al., 2024; Новиков, Пыряев, 2023; Новиков и др., 2023).

Захоронение таких вод в комплексе с органическим материалом ($\delta^{13}\text{C}^{\text{ОРГ}} < -30\text{‰}$), либо выделение их в водоносные горизонты, ограниченные надежными водоупорами, запускает тот самый маятник (осциллятор), принцип работы которого описан выше. Переработка ОВ в CO_2 и его дальнейшее участие в жизни бактериальных колоний приводят к «раскачиванию» изотопного состава DIC от высоко положительных (при метаногенезе) до глубоко отрицательных (при сульфатметановых переходах – SMT). Данный этап следует рассматривать как третью ступень преобразования углекислоты – уже в глубоких водоносных горизонтах.

Параметром, характеризующим угасающие колебания изотопного осциллятора, как показано на примере наших данных, является некая усредненная величина изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}^{\text{СУ}}$), возникающая, очевидно, при достижении условного равновесия в работе

двух конкурирующих бактериальных систем. В нашем случае примечательно то, что эта усредненная дельта оказалась очень близкой к изотопному составу атмосферной углекислоты. Соответственно, возврат такой углекислоты как высокоомобильного компонента подземных вод, наиболее подверженного миграции (Вышемирский, Конторович, 1998), обратно в атмосферу (эманациями индивидуального углекислого газа на поверхность, либо в виде DIC) с точки зрения изотопного состава не будет привносить никаких изменений и, по-видимому, может рассматриваться как замыкающее звено вышеописанной цепи.

Цикличность процессов накопления органических веществ (нефтей, углей и газов) была показана в работах В.С. Вышемирского и А.Э. Конторовича (Вышемирский, Конторович, 1997; Вышемирский, Конторович, 1998). Развивая эту мысль в настоящей работе, мы попытались продемонстрировать участие накапливаемых углеводородов в еще более широком цикле углерода в глобальной системе «подземные воды – органическое вещество – бактерии – газы», которая стремится к равновесному значению $\delta^{13}\text{C}$, близкому к атмосферной углекислоте, являющейся, по сути, базовым источником углекислоты в природных водах. Подчеркнем, что предложенный механизм носит на текущий момент только гипотетический характер и требует дальнейшего развернутого исследования с привлечением аналогичных объектов и еще большего фактического материала (Novikov et al., 2024; Новиков, Пыряев, 2023; Новиков и др., 2023).

Из вышесказанного следует, что широкий интервал значений δD и $\delta^{18}\text{O}$ указывает на существенные изменения палеоклиматических условий, при которых происходило формирование и захват сингенетической влаги породами: от теплых до прохладных. Для большинства изученных вод наблюдаются выраженные КС, что указывает на теплые климатические условия формирования влаги с активным испарением ее с поверхности древних бассейнов и дальнейшее преобразование изотопного состава кислорода вод при взаимодействии с окружающими породами. Полученные тренды изменения изотопного состава захороненных вод, а также величин d и КС хорошо совпадают с предполагаемыми изменениями палеоклиматических условий исследованного региона и могут служить условным палеотермометром (Новиков, Пыряев, 2023; Новиков и др., 2023).

Установлено, что для изученных вод в целом наблюдается постепенное их насыщение водорастворенным неорганическим углеродом с увеличением возраста водовмещающих пород, при этом его изотопный состав изменяется нелинейно, варьируя от глубоко отрицательных до положительных значений согласно волнообразной функции. Предположено, что такая вариация может быть связана с изменением механизма преобразования ОВ в водах и конкурирующими процессами термической органодеструкции, метаногенеза, сульфатредукции и сульфат-метанового перехода, осложненных карбонат-силикатным выветриванием. Конкретные детали протекания этого комплексного процесса требуют дополнительных исследований, выходящих за

рамки настоящей работы, но важнейшим наблюдением здесь выступила гомогенизация изотопного состава DIC. Предложена модель, предполагающая гомогенизацию изотопного состава углекислоты в подземных водах до значений, близких к усредненным значениям воздушного CO₂ с учетом коэффициентов фракционирования. Выявленный эффект, возможно, указывает на замыкание углеродного цикла в системе «воздушный CO₂ – органическое вещество – DIC» (Новиков, Пыряев, 2023; Новиков и др., 2023).

4.3. Генетические типы подземных вод

В первой половине прошлого века в гидрогеохимии был разработан целый ряд классификаций подземных вод. Достаточно вспомнить химические классификации С. Палмера (1911), М.Г. Курлова (1928), Э.Э. Карстенса (1932), В.А. Александрова (1932), В.И. Вернадского (1933), С.А. Щукарева (1934), В.А. Сулина (1935, 1946), И.И. Чеботарева (1955), Х. Шоллера (1955), О.С. Джикии (1963), модификацию классификации В.А. Сулина Л. Боярским (1970) и других (Palmer, 1911; Курлов, 1928; Карстенс, 1932; Александров, 1932; Вернадский, 1933; Сулин, 1935; Sulin, 1946; Chebotarev, 1955; Schoeller, 1955; Bojarski, 1970; Collins, 1975). Был создан ряд химических классификаций с элементами генетической основы: Н.С. Курнакова – М.Г. Валяшко (1917, 1935, 1954), А.М. Овчинникова (1954), Е.Е. Беляковой (1968) и другие (Самарина, 1977). Все они основаны на вариации отношений химических элементов (Novikov, 2018 a).

Независимо от того, как произошло зарождение гидросферы на Земле, возникшая вода включилась в разнообразные круговороты, которые привели к формированию разных генетических типов подземных вод, под которыми понимаются типы воды, объединенные единым источником питания, механизмом проникновения в земные недра и общей направленностью круговых процессов (Шварцев, 1996). Разработкой генетической классификацией подземных вод занимались Э. Зюсс (нем. Eduard Suess), Р.А. Дели (Daly R.A.), А.А. Козырев, Г.Н. Каменский, Н.И. Толстихин, А.М. Овчинников, Э.Т. Дэгенс (Degens E.T.), Х. Шоллер (Schoeller H.), А.А. Карцев, Д.Е. Уайт (White D.E.), Е.В. Пиннекер и другие (Каменский, 1947; White, 1971; Пиннекер, 1979; Карцев, Вагин, Матусевич, 1986; Карцев, 1992; Zektser, Dzhamalov, 2007). Как известно, Г.Н. Каменский (Каменский, 1947) выделил три генетических цикла подземных вод: 1) Инфильтрационный, или континентальный, связанный с инфильтрацией атмосферных вод и комплексом геохимических процессов, идущих в верхней зоне земной коры. 2) Морской, или осадочный, связанный с захоронением морских вод в процессе осадконакопления и с дальнейшей их метаморфизацией. 3) Метаморфический или магматический, связанные с формированием глубинных вод. В силу того, что до настоящего времени различить магматические и метаморфические воды практически невозможно, имеет

смысл объединить рассматриваемые два цикла в один – метаморфогенно-магматический. Конкретные проявления того или иного цикла не всегда можно выделить в чистом виде, т.е. циклы взаимодействуют между собой, что приводит к смешению различных генетических типов вод. Примером такого взаимодействия циклов может служить вытеснение седиментогенных вод инфильтрагенными (Основы..., 1982). К сказанному следует отметить, что во многих классификациях среди генетических типов вод выделяются такие, как метаморфические, вулканогенные и другие. Однако под этими терминами фактически кроются не генетические, а смешанные воды разного генезиса (Novikov, 2018 b).

Вопросы выявления генезиса подземных вод являются одними из ключевых в современной гидрогеохимии. С начала прошлого века и по настоящее время были предложены и используются в гидрогеологии несколько классификационных схем генетических типов подземных вод и рассолов развитых в пределах осадочных бассейнов (В.А. Сулин, А.А. Карцев, Е.В. Пиннекер, С.Л. Шварцев и другие). Согласно классическим работам С.А. Щукарева, В.А. Сулина, С.Б. Вагина, А.А. Розина, М.И. Субботы, Я.А. Ходжакулиева, А.А. Карцева, Н.М. Кругликова, В.В. Нелюбина, О.Н. Яковлева, В.М. Матусевича и других исследователей генетический тип воды предварительно устанавливают используя «генетические» коэффициенты отражающие отношения различных макро- и микрокомпонентов в ее составе: rNa/rCl , Cl/Br , Ca/Cl , $r(HCO_3+CO_3)/r(Ca+Mg)$, B/Br , $Br/Cl \cdot 10^{-3}$, $Sr/Cl \cdot 10^{-3}$, $rNa/(rCa+rMg)$, $rNa+rMg/rCa$, rCa/rMg , $rSO_4 \cdot 100/rCl$, $rHCO_3 \cdot 100/rCl$, $Br \cdot 10^3/M$, $I \cdot 10^3/M$, $NH_4 \cdot 10^3/M$, Br/I , HCO_3/SO_4 , $(M/H) \cdot 100$, $(rCa/rNa) \cdot 100$ и другие (Novikov, 2018a).

В настоящей работе мы использовали термины и определения генетических типов подземных вод, приведенные в классификациях А.А. Карцева и С.Л. Шварцева (Карцев, Вагин, Матусевич, 1986; Карцев, 1992; Шварцев, 1996), которые сводятся к следующему.

Под *седиментогенными водами* (солеными водами и рассолами) понимаются водные растворы, поступающие в осадочный бассейн при седиментации в морских условиях. К этому же типу следует относить водные растворы происходящие из озер и лагун морского генезиса, обычно солеродных (соляных), но иногда и опресненных (Карцев, Вагин, Матусевич, 1986).

Древними инфильтрагенными водами следует называть водные растворы (обычно пресные, солоноватые, реже соленые) имеющие атмосферный генезис, и проникшие в осадочно-породный бассейн путем инфильтрации при гипергенезе.

Литогенными согласно А.А. Карцеву, С.Б. Вагину, В.М. Матусевичу (1986) и другим исследователям считаются воды, высвобождающиеся при термодегидратации различных минералов осадочных пород. Для условий Западной Сибири они развиты в меловых и юрских резервуарах на глубинах более 2 км (Карцев, Вагин, Матусевич, 1986, Шварцев, Новиков, 2004; Novikov, 2017).

В вопросе понимания механизма формирования *конденсатогенных вод* автор придерживается мнения В.В. Нелюбина и О.Н. Яковлева (1981) и понимает под ними смесь пластовых вод фоновго состава и минерализации с пресными конденсационными водами, выпадающими из водоуглеродной смеси при вертикальной ее миграции и соответствующих изменениях термобарических условий. Благоприятные условия для образования и сохранения водных оторочек конденсационного происхождения создаются также при формировании залежей путем быстротечной вертикальной миграции углеводородов из зон нефтегазообразования в ловушки (Колодий, 1975).

К настоящему времени установлено, что северные и арктические районы ЗСОБ отличаются невысокой минерализацией подземных вод и рассолов до $63,3 \text{ г/дм}^3$ в районе Известинского, Комсомольского и Губкинского месторождений Надым-Тазовского междуречья (Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, Лепокуров, 2005) и до 51 г/дм^3 в пределах Малыгинской группы месторождений на полуострове Ямал (Новиков, 2018 в), бессоульфатностью, значительным содержанием в подземных водах мезозойского этажа растворенных ОВ и газов углеводородного состава, изменениями гидрогеохимических типов и минерализации подземных вод по площади и в разрезе (см. раздел 3). При этом каждая из водонапорных толщ мезозоя характеризуется рядом гидрогеохимических особенностей, обусловленных палеогидрогеологической историей (Садыкова, Дульцева, 2017), последующими процессами метаморфизации состава подземных вод, а также вертикальной миграцией вод из палеозойского фундамента в осадочный чехол в районах отсутствия мощной вулканогенно-осадочной толщи триаса (Шварцев, Новиков, 2004). В пределах криогенной толщи полуострова Ямал и прилегающих районов Енисей-Хатангского бассейна развиты криопэги – уникальные высокоминерализованные воды и рассолы с отрицательной температурой до $-8,5^\circ \text{C}$. Они формируются за счет процессов криогенной метаморфизации морских вод и имеют хлоридный натриево-магниевый состав и величину общей минерализации до 150 г/дм^3 (Aksenova et al., 2011).

Изотопные характеристики показали, что имеющиеся точки на графике $\delta D = f(\delta^{18}\text{O})$ располагаются в очень широком диапазоне как значений самих изотопных составов, так и величин d и KC (см. табл. 4.1, рис. 4.31-4.32, 4.34). Из представленных данных видно, что для большинства изученных объектов, вне зависимости от того, какие из водоносных пластов были задействованы при исследовании, изотопный состав вод – очень разнообразный: относительная концентрация дейтерия в них варьирует от -123 до -54 ‰ , при значениях $\delta^{18}\text{O}$ от $-16,6$ до $-2,5 \text{ ‰}$ (Новиков, Пыряев, 2024 а, б).

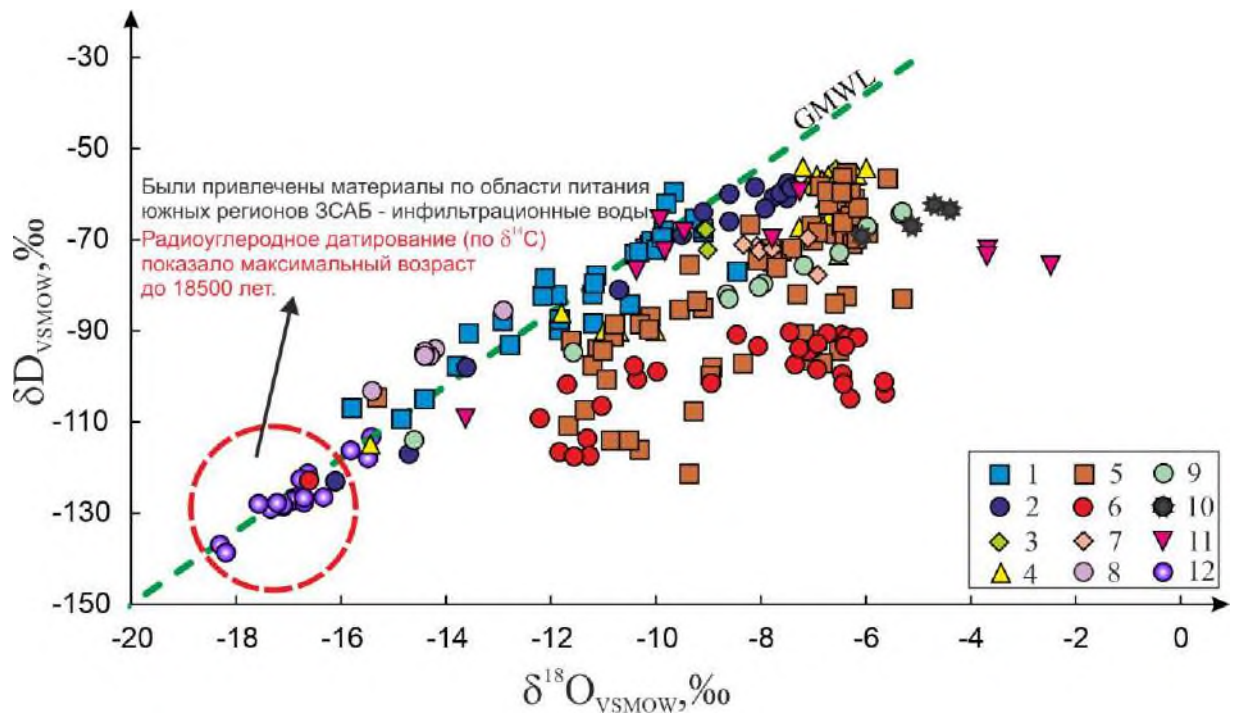


Рисунок 4.34. – Изотопный состав кислорода и водорода подземных вод нефтегазоносных отложений северных районов Западной Сибири относительно GMWL.

Возраст водовмещающих отложений: 1 – сеноман; 2 – альб; 3 – апт; 4 – готерив; 5 – валанжин; 6 – берриас; 7 – оксфорд; 8 – келловей; 9 – бат; 10 – аален; 11 – доюрские; 12 – инфильтрационные воды области питания южных районов Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна (Ругаев et al., 2024).

То есть, диапазон вариации значений δD составляет более 60 ‰, а различие в относительном содержании ^{18}O достигает 14 ‰. Интересно отметить, что широкий диапазон вариации изотопных составов характерен не только для всего набора данных, но и для отдельных водоносных горизонтов: воды сеноманских отложений имеют значения δD от -119 до -60 ‰ при $\delta^{18}O$ от -15,8 до -8,4 ‰. Альбские водоносные горизонты содержат воды с изотопным составом δD от -123 до -58 ‰, при $\delta^{18}O$ от -16,1 до -7,4 ‰. Аналогичные наблюдения зафиксированы для вод в отложениях готерива (δD от -115 до -54 ‰; $\delta^{18}O$ от -15,4 до -6,0 ‰), валанжина (δD от -121 до -55 ‰; $\delta^{18}O$ от -15,3 до -5,3 ‰), берриаса (δD от -123 до -90 ‰; $\delta^{18}O$ от -16,6 до -5,6 ‰), бата (δD от -95 до -64 ‰; $\delta^{18}O$ от -14,6 до -5,3 ‰), доюрских – триасовых и палеозойских - водоносных горизонтах (δD от -109 до -59 ‰; $\delta^{18}O$ от -13,6 до -2,5 ‰). Существенно уже распределение изотопного состава H и O вод в отложениях апта (δD от -72 до -55 ‰; $\delta^{18}O$ от -9,1 до -6,6 ‰), оксфорда (δD от -78 до -70 ‰; $\delta^{18}O$ от -8,3 до -6,9 ‰), келловей (δD от -103 до -86 ‰; $\delta^{18}O$ от -15,4 до -12,9 ‰) и аалена (δD от -76 до -59 ‰; $\delta^{18}O$ от -7,8 до -3,7 ‰), что, по-видимому, обусловлено, в первую очередь, меньшей выборкой проб из этих водоносных горизонтов, но

также может свидетельствовать о более устойчивых климатических условиях этих временных интервалов (Новиков, Пыряев, 2024 а, б).

Наиболее интересными являются пробы, отобранные из водоносных горизонтов валанжина, берриаса и аалена. На фоне широкого распределения изотопного состава кислорода и водорода, для них характерны выраженные кислородные сдвиги. Для отдельных проб они превышают 8 ‰. Установлено, что КС коррелирует очень слабо с возрастом водоносных горизонтов: в большинстве проб вод из сеноманских, альбских, аптских отложений кислородный сдвиг не превышает 2 ‰. Начиная с готеривских, затем в валанжинских и берриасских водоносных горизонтов значение КС в водах значительно превышает 2 ‰, достигая 8,6 ‰ в пробах, отобранных из берриасских водоносных горизонтов. Увеличение возраста приводит к просадке величин КС до 2-3‰ в оксфорде и крайне низким (даже отрицательным) – для большинства проб келловея. Переход к бату и аалену вновь приводит к возрастанию величин КС до значений, в среднем, превышающих 2 ‰. Иными словами, простой линейной корреляции между возрастом водоносных отложений и КС сингенетических вод не наблюдается.

При рассмотрении зависимости кислородного сдвига от палеосолености сингенетических вод (см. рис. 4.2-4.23), напротив, наблюдается явная закономерность (рис. 4.35а). Видно, что по мере возрастания их палеосолености практически прямопропорционально возрастает и величина КС. В водах альба и сеномана (близких по указанным показателям) при палеосолености около 17-20 г/дм³ имеем средние значения КС около +0,8 и 0 ‰. Средний кислородный сдвиг в водах готерива составляет +1,9 ‰ при средней палеосолености в 25 г/дм³. В водах валанжина, берриаса, оксфорда, отличающихся максимальной палеосоленостью из изученных проб (выше 25 г/дм³ в валанжине/оксфорде и 34-37 г/дм³ – в берриасе), величины КС – максимальные. Большинство точек изотопного состава вод имеют КС более 2 (средние значения для вод валанжина и берриаса составляют 3,3 и 5,1 ‰). Подчеркнем при этом, что для вод указанных водоносных горизонтов также наблюдается и очень широкая вариативность значений КС. При этом большинство из этих точек ложится выше условной границы в 2 ‰ (Новиков, Пыряев, 2024 а, б).

На следующем этапе исследований был выполнен анализ современной и палеосолености сингенетических вод одних и тех водоносных горизонтов: $\Delta M = M_{\text{син.}} - M_{\text{совр.}}$. Установлено, что современная минерализация отличается от палеосолености вод в некоторых водоносных горизонтах до 10-30 г/дм³ (см. рис. 4.24-4.28). Максимальные значения ΔM выявлены для подземных вод валанжинского и берриасского возраста где фиксируются наибольшие кислородные сдвиги (до 8-9 ‰) (красный овал на рис. 4.35б). Механизм опреснения сингенетических вод связан с протеканием процессов термодегидратации глинистых минералов при температурах более 100 °С в условиях элизионного водообмена.

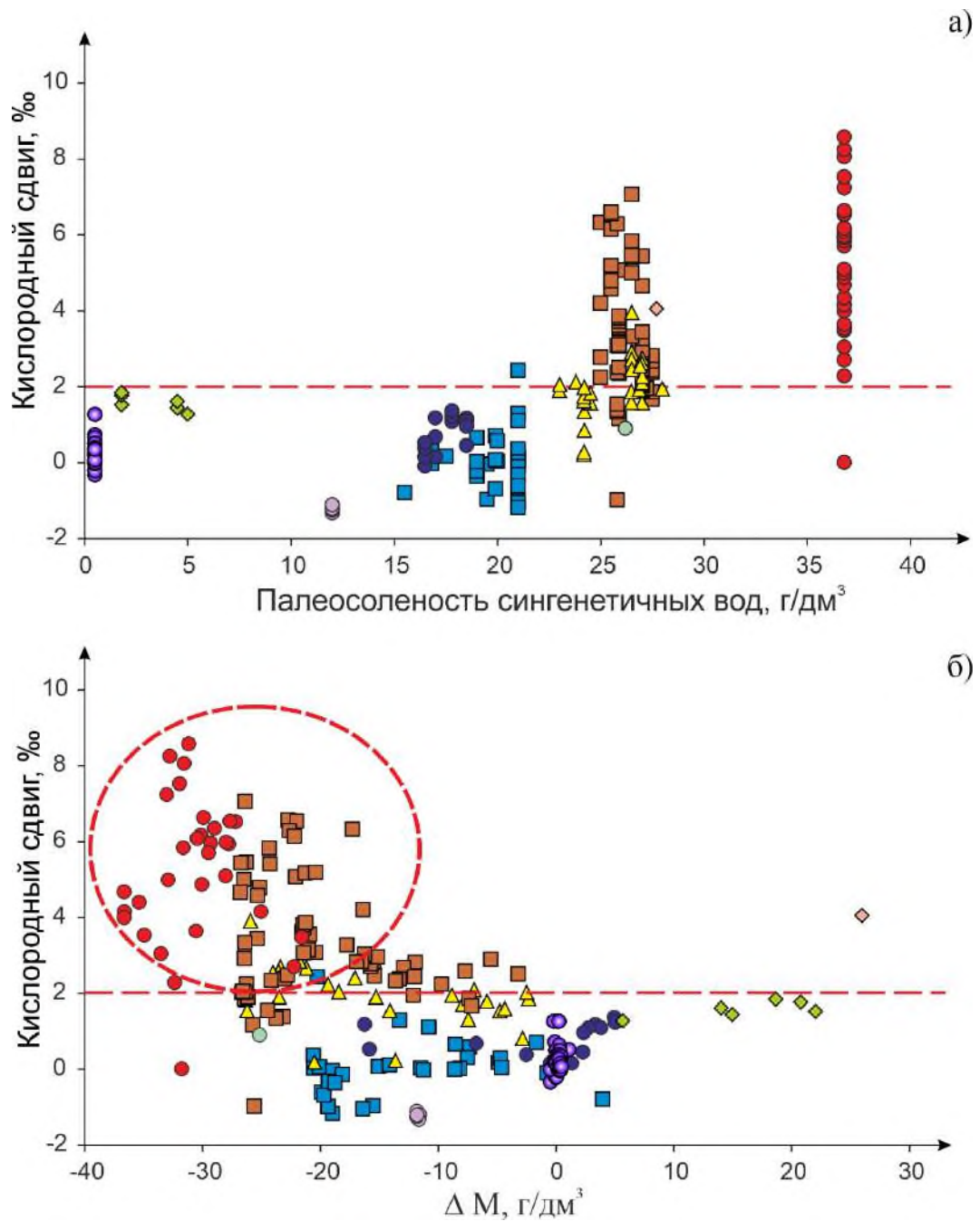


Рисунок 4.35. – Величины КС от палеосолености сингенетических вод (а) и ΔM общей минерализации подземных вод (б). Усл. обозн. см. рис. 4.34.

Таким образом, выполненный анализ впервые убедительно объясняет генезис подземных вод и природу инверсионной вертикальной гидрогеохимической зональности северных районов ЗСОБ. Дальнейший совместный анализ изотопных и гидрогеохимических данных позволит выявить в группе седиментогенных вод две разновидности (по А.А. Карцеву): конденсатогенных и литогенных (возрожденных).

ГЛАВА 5. ПРОЦЕССЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В СИСТЕМЕ ВОДА-ПОРОДА

Одной из наиболее острых проблем изучения осадочных бассейнов является выявление роли системы вода-порода в процессах формирования состава подземных вод, природы и механизмов диагенетического и катагенетического преобразования погружающихся осадков. Еще великий русский мыслитель М.В. Ломоносов в своих работах указывал на огромную роль воды в процессах развития Земли. В произведении «О слоях земных» конца 1750-х годов он подробно изложил свое учение о процессах породообразования, в которых большое значение придавал подземной воде как природному раствору. В своем учении «о происхождении слоев земных» он, указывая пять главных «способов рождения камней», в трех из них решающую роль отводил воде как раствору (Гордеев, 1953). Почти двумя веками позже ключевую роль воде в геологических процессах и, как составной части минералов, играющей немаловажную роль в процессах их формирования и трансформации, отводил также основатель гидрогеохимии – академик В.И. Вернадский. «Нет природного тела, которое могло бы сравниться с ней по влиянию на ход основных, самых грандиозных, геологических процессов. Нет земного вещества – минерала, горной породы, живого тела, которое бы ее не заключало. Все земное вещество – под влиянием свойственных воде частичных сил, ее парообразного состояния, ее вездесущности в верхней части планеты – ею проникнуто и охвачено» (Вернадский, 1933, с. 9).

Уже более 30-ти лет назад в научной Сибирской гидрогеохимической школе, в трудах профессора С.Л. Шварцева обоснован принцип равновесно-неравновесного состояния системы вода-порода, который означает, что все природные воды всегда неравновесны с одними минералами (эндогенными), которые они непрерывно растворяют, но в то же время они всегда равновесны с какими-то вторичными минералами, которые они постоянно формируют. Равновесно-неравновесное состояние системы вода-порода отражает ее внутренне противоречивый характер, определяющий ее способность к самопроизвольному, непрерывному, геологически длительному развитию с образованием принципиально новых вторичных минералов и геохимических типов воды, которые в совокупности следует именовать гидрогенно-минеральными комплексами (Шварцев, 1995; Шварцев, 2008).

Фундаментальная проблема по взаимодействию воды с горными породами широко обсуждается в мировом научном сообществе на протяжении многих десятилетий, проводятся ставшие уже традиционными международные симпозиумы. Литологами по всему миру с середины прошлого века изучаются вторичные изменения водо-, нефте- и газомещающих пород, процессы формирования цементов различного состава (Теодорович, 1958; Прозорович, Валуженич, 1966; Перозио, 1971; Прошляков, 1974; Сахибгареев, 1989; Япаскерт, 2005;

Япаскурт, 2008; Wilson, Pittman, 1977; Hurst, 1980; Burton et al., 1987; Keller, 1988; Stewart et al., 1994; Arostegui et al., 2001; Wilkinson et al., 2004; Холодов, 2010; Zhao et al., 2011 и многие другие).

Эволюция химического состава вод начинается с момента их попадания в осадочно-породный бассейн и протекает в тесной связи с вмещающими горными породами и рассеянным органическим веществом. Каждая осадочная порода представляет собой совокупность парагенетической ассоциации минеральных и (или) органических компонентов и жидкостно-флюидной фазы. Система «вода – алюмосиликатные минералы» относится к наиболее сложным гетерогенным системам с межфазовыми взаимодействиями (Шварцев, 1992). При взаимодействии алюмосиликатов с водой происходит образование вторичных продуктов, растворимость которых ниже исходных. Это крайне важное обстоятельство определяет постоянную ненасыщенность воды относительно исходных минералов, которые поэтому могут растворяться в течение всего времени их взаимодействия с подземными водами (Шварцев, 1991).

5.1. Равновесие подземных вод с карбонатными минералами

Равновесие подземных вод с карбонатными минералами в зоне гипергенеза и в глубоких водоносных горизонтах артезианских бассейнов изучалось на многих объектах, широко представленных географически. Результаты исследований свидетельствуют о том, что подземные воды зоны гипергенеза, имеющие минерализацию более 0,6 г/дм³ и одновременно pH более 7,4, как правило, насыщены относительно карбонатов кальция и магния в пределах не только карбонатных пород, но и алюмосиликатных за счёт разрушения последних (Шварцев, 1998). Факт насыщения подземных вод нефтегазоносных отложений ЗСОБ относительно карбонатных минералов описан во множестве работ (Недоливко и др., 2001; Жуковская, Новиков, 2002; Шварцев и др., 2002; Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, 2012а; Новиков, 2012б; Новиков, 2012в; Новиков, 2016; Новиков и др., 2016; Новиков, 2017а; Новиков, 2017б; Новиков, 2018; Новиков и др., 2019; Новиков и др., 2020а; Novikov, 2020; Вакуленко и др., 2020). Взаимодействие пластовых вод с карбонатными минералами (кальцитом и др.) происходит на основе реакции растворения и описывается уравнением: $\text{MCO}_3 + \text{H}^+ = \text{M}^{2+} + \text{HCO}_3^-$.

Изучение равновесий карбонатных минералов с подземными водами помимо информации о преобразовании состава вод имеет важное значение при оценке фильтрационно-емкостных свойств продуктивных коллекторов и их изменении в процессе эксплуатации залежей при функционировании систем поддержания пластового давления. В этой связи изучение процессов в системе вода – горная порода было начато с рассмотрения взаимодействия подземных вод с кальцитом.

Константа реакции, контролирующая равновесие вод с кальцитом имеет вид:

$$K = \frac{[Ca^{2+}] \cdot [HCO_3^-]}{[H^+]}$$

и составляет для температуры 25°C $10^{1,99}$, для температуры 100°C – $10^{0,77}$.

Анализ диаграмм степени насыщения вод относительно кальцита показал, что при температуре 25°C лишь единичные точки раствора располагаются ниже линии насыщения и характеризуют условия нахождения компонентов в растворе. При пластовых температурах, изменяющихся от 80 до 100°C все без исключения изученные воды пересыщены и способны высаживать его в виде вторичной минеральной фазы (рис. 5.1). Вследствие того, что с увеличением температуры растворимость кальцита уменьшается, мы наблюдаем наибольшую степень насыщения вод этим минералом в наиболее погруженных горизонтах.

Анализ построенных диаграмм по степени насыщения подземных вод к карбонатным минералам выявил определённую зональность. Наиболее четко выделяются области, в которых локализуются точки седиментогенных вод и слабых рассолов (рис. 5.1а). В пределах структур с инверсионным типом вертикальной гидрогеохимической зональности, например, Большехетской мегасинеклизы, поля с расположением конденсатогенных и литогенных вод являются доминирующими (рис. 5.1б, 5.2) (Жуковская, Новиков, 2002; Новиков, 2012а; Новиков, 2012б; Новиков, 2016; Новиков и др., 2016; Новиков, 2017а; Новиков, 2017б; Новиков, 2018; Новиков и др., 2019; Новиков и др., 2020а; Novikov, 2020; Вакуленко и др., 2020).

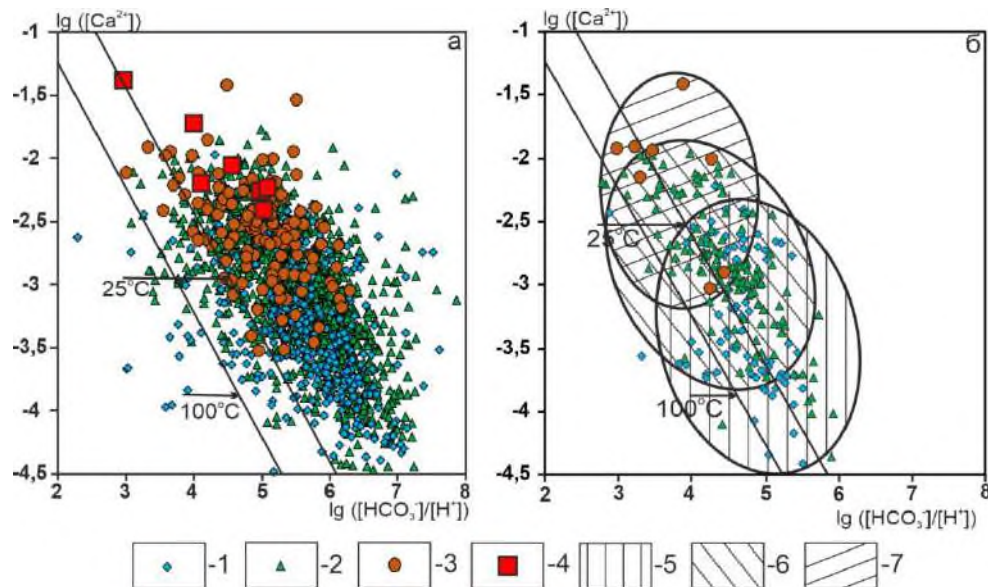


Рисунок 5.1. – Диаграммы степени насыщения вод относительно кальцита при 100 °C с нанесением данных по составу подземных вод нефтегазоносных отложений северных районов ЗСОБ (а) и Большехетской мегасинеклизы (б)

Генетические типы вод: 1 – конденсатогенные, 2 – литогенные, 3 – седиментогенные, 4 – седиментогенные (слабые рассолы); области генетических типов вод: 5 – конденсатогенных, 6 – литогенные, 7 – седиментогенных.

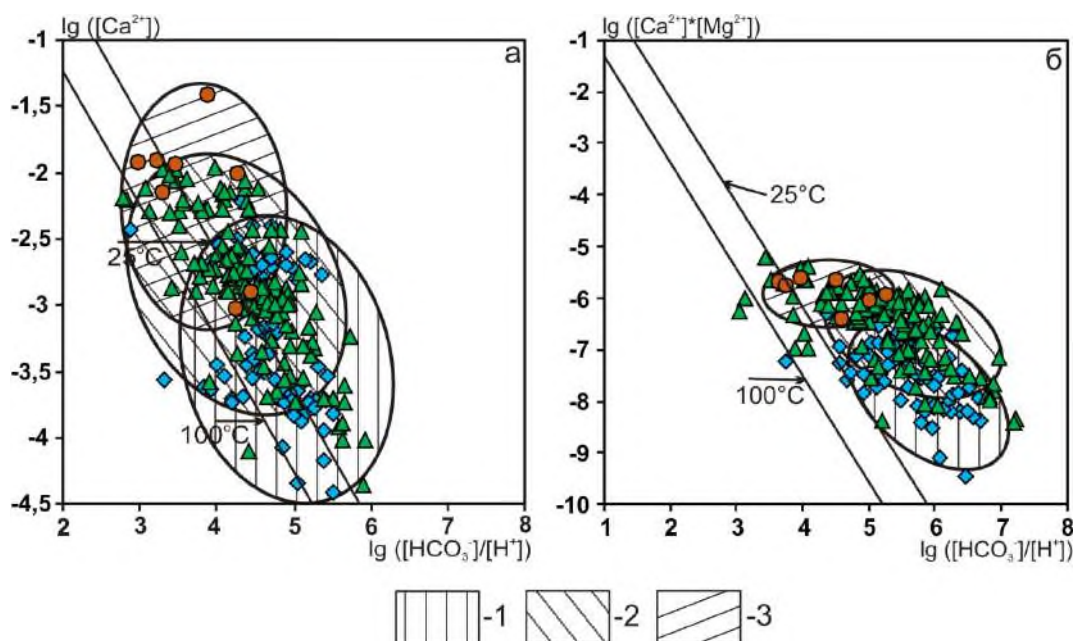


Рисунок 5.2. – Диаграммы степени насыщения вод относительно кальцита (а) и доломита (б) при 100 °С с нанесением данных по составу подземных вод нефтегазоносных отложений Большехетской мегасинеклизы.

Остальные условные обозначения см. рис. 5.1.

Одним из ведущих факторов вторичного карбонатообразования является неравновесное состояние пластовых вод с первичными алюмосиликатными минералами, поскольку, алюмосиликаты, несмотря на низкую растворимость, в благоприятных условиях обеспечивают подземные воды солями в таком количестве, которое приводит к их выпадению из раствора и образованию вторичных карбонатов (Шварцев, 1996, с. 182).

5.2. Равновесие подземных вод с алюмосиликатными минералами

Система равновесия воды с алюмосиликатами является многокомпонентной, насыщенность которой отдельными элементами может быть понята только в совокупности. Как отмечалось выше, инконгруэнтное растворение при всей его сложности обязано главным образом явлениям гидролиза. Гидролиз, как известно, состоит из взаимного химического разложения твёрдого вещества и воды и протекает путём полного перевода в раствор химических элементов с последующим их осаждением в виде новых вторичных минеральных фаз. При взаимодействии алюмосиликатов с водой происходит образование вторичных продуктов, растворимость которых ниже исходных. Это крайне важное обстоятельство определяет постоянную ненасыщенность воды относительно исходных минералов, которые поэтому могут растворяться в течение всего времени их взаимодействия с подземными водами (Шварцев, 1991, Шварцев, 1998).

Анализ полученного при построениях материала (рис. 5.3) говорит о том, что несмотря на невысокую соленость исследуемых вод (до 63 г/дм³) и очень длительное взаимодействие их с

горными породами (десятки, а возможно и сотни миллионов лет), равновесия с первичными (эндогенными) минералами альбитом, анортитом, микроклином практически не наблюдается. В то же время подземные воды равновесны со слюдистыми минералами, Са-, Na- и Mg-монтмориллонитами, каолинитом, реже с Mg-хлоритом (Новиков, 2012а; Новиков, 2012б, Новиков, 2016; Новиков, 2017а; Novikov, 2020). Так, в системе $SiO_2-Al_2O_3-Na_2O-CO_2-H_2O$ (рис. 5.3 а) разброс точек состава подземных вод является довольно большим. Точки в равной мере расположены в полях устойчивости слюд, Na-монтмориллонита и альбита. В итоге, наиболее вероятные направления преобразования натриевых алюмосиликатов заключаются в образовании каолинита, монтмориллонита и слюд. В системе $SiO_2-Al_2O_3-CaO-CO_2-H_2O$ (рис. 5.3 б) практически все изученные воды расположены в полях устойчивости глинистых минералов. Достигается равновесие с Са-монтмориллонитом, каолинитом и в меньшей степени со слюдами. Следует отметить, что растворение первичных алюмосиликатов, в данном случае анортита, сопровождается осаждением глинистых и слюдистых минералов. В системе $SiO_2-Al_2O_3-K_2O-CO_2-H_2O$ (рис. 5.3в) видно, что большая часть точек расположена в поле устойчивости иллита и мусковита, а меньшая в области микроклина. Решающее влияние на результат гидролиза силикатов оказывает содержание в пластовых водах соединений кремния. Более низкие концентрации H_4SiO_4 приводят к образованию иллита, а более высокие – слюд.

Изучение равновесия пластовых вод с магниевыми минералами (рис. 5.3г, д) показало плотное, практически линейное расположение точек в направлении образования Mg-монтмориллонита и Mg-хлорита. Несколько точек находятся в поле устойчивости иллита и альбита. Как и в случае с кальцитом (см. рис. 5.1), установлена определенная зональность в насыщении вод относительно алюмосиликатных минералов, которая наиболее четко проявлена на диаграммах с магниевыми минералами, где группа седиментогенных рассолов ближе других расположена к равновесному полю низкотемпературного альбита и микроклина. Так в системе $HCl-H_2O-Al_2O_3-CO_2-MgO-Na_2O-SiO_2$ большинство точек расположено в полях устойчивости Mg-хлорита и Mg-монтмориллонита. Единичные точки расположены в полях устойчивости низкотемпературного альбита, Na-монтмориллонита и каолинита (рис. 5.3 г), что говорит о вероятности по мере дальнейшей эволюции системы вода – порода процесса вторичной альбитизации. Наиболее близкими к этому состоянию являются наиболее погруженные горизонты северо-восточной части Надым-Тазовского междуречья (Кынская, Новочасельская и

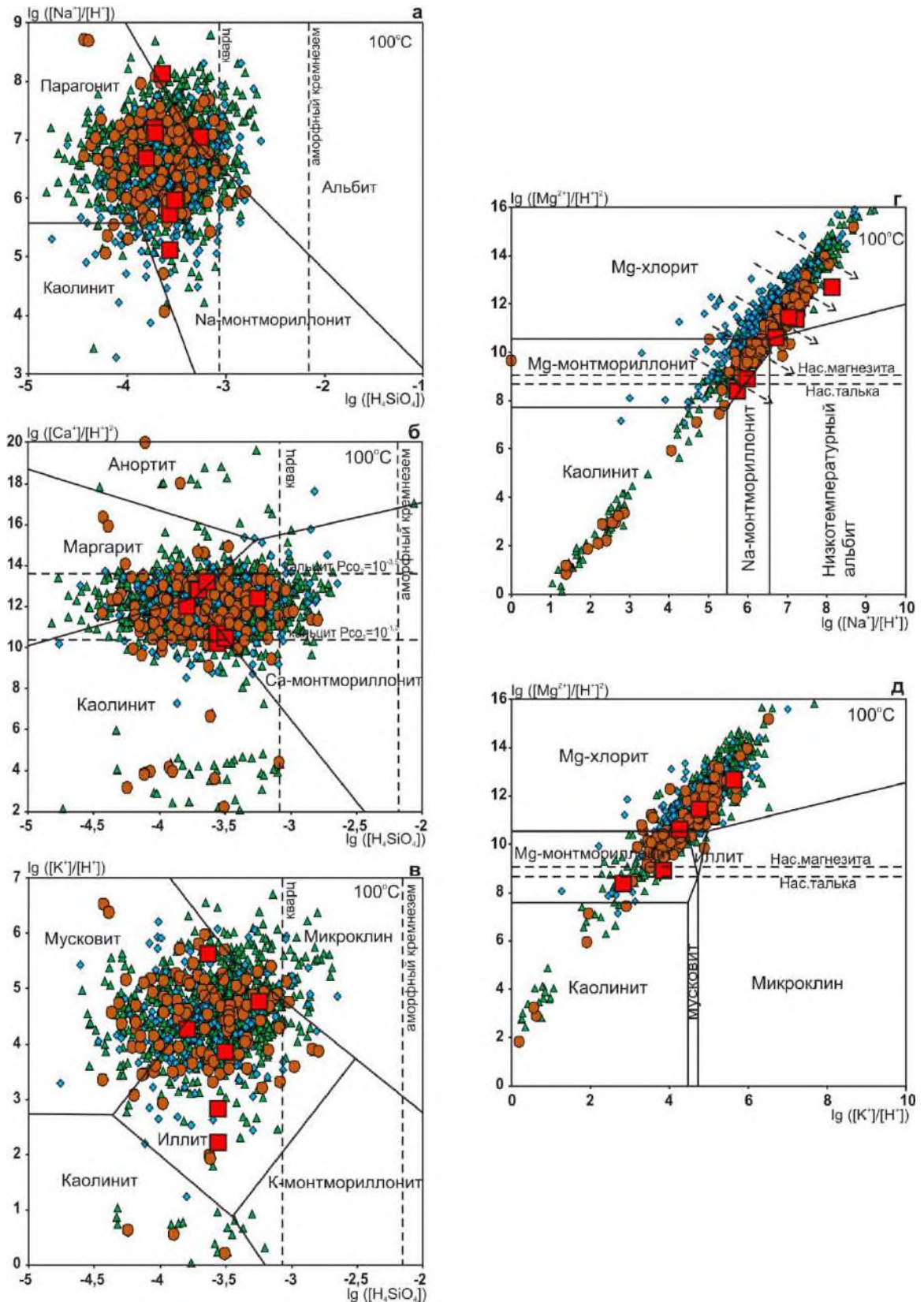


Рисунок 5.3. – Диаграммы стабильности минералов в системах: $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (а), $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (б), $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (в), $\text{HCl-H}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-CO}_2\text{-MgO-Na}_2\text{O-SiO}_2$ (г), $\text{HCl-H}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-CO}_2\text{-MgO-K}_2\text{O-SiO}_2$ (д) при 100 °C с нанесением данных по составу подземных вод нефтегазоносных отложений северных районов ЗСОБ. Условные обозначения см. рис. 5.1.

другие площади). Установлена тенденция в росте степени насыщения вод относительно низкотемпературного альбита с ростом величины pH и концентрации кремнезема в растворе. В системе $HCl-H_2O-Al_2O_3-CO_2-MgO-K_2O-SiO_2$, как и в предыдущем случае, большинство точек расположено в полях устойчивости Mg-хлорита, Mg-монтмориллонита и иллита (см. рис. 5.3д).

5.3. Направленность процессов взаимодействия в системе вода-порода

В целом, термодинамический анализ показал, что пределах нефтегазоносных отложений арктических районов ЗСОБ взаимоотношения в системе алюмосиликаты – подземные воды являются довольно сложными. Подземные воды повсеместно насыщены относительно кальцита. С другой стороны, воды не насыщены относительно первичных алюмосиликатных минералов, что приводит к их непрерывному растворению. В результате этого поступающие в раствор ионы Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Al_2O_3 , H_4SiO_4 связываются вторичными (аутигенными) минералами, которые являются устойчивыми на данном этапе развития системы и находятся в равновесном состоянии с подземными водами, тем самым ограничивая рост катионов в растворе. Так, формирование аутигенного альбита происходит при строго определённой концентрации Na^+ , Al_2O_3 и H_4SiO_4 , а для образования иллита необходимы Mg^{2+} , K^+ , Al_2O_3 и H_4SiO_4 . Другой причиной неравновесного состояния с первичными алюмосиликатами служит наличие в нефтегазоносных отложениях продуктов разложения органического вещества и обогащение вод CO_2 и органическими кислотами, которые в свою очередь выступают нейтрализаторами щелочности, образующейся в процессе гидролиза алюмосиликатов. Установлению равновесия с первичными алюмосиликатами препятствует непрерывное образование как карбонатов, так и глинистых минералов, вследствие чего система алюмосиликаты – подземные воды является равновесно-неравновесной (Шварцев, 1991). Состав новых образующихся продуктов системы является устойчивым к агрессивному воздействию подземных вод. Выявлено, что основными контролирующими факторами при эволюционном развитии системы является pH среды и концентрация в растворе кремнезёма и алюминия.

Анализ изменения этих параметров в подземных водах, равновесных с последовательно расположенными минералами от глинистых к эндогенным алюмосиликатам, свидетельствуют о закономерном возрастании величин этих показателей и в общем виде подчиняется схеме эволюции системы вода-порода в зоне гипергенеза (Шварцев и др., 2007). В настоящей работе выявлены различия в составе подземных вод основных водоносных комплексов нефтегазоносных отложений северных районов ЗСОБ, равновесных с различными вторичными и в исключительных случаях с первичными алюмосиликатными минералами (Новиков, 2015).

Установлено, что формирование широко распространённого каолинового цемента протекает в около нейтральной среде (в среднем pH = 7,2) при концентрации кремнезема в

растворе 15-20 мг/дм³, а образование аутигенного альбита начинается при концентрациях 40-80 мг/дм³ и pH среды около 8,2-9,0 (Новиков, 2016; Новиков, 2017a; Novikov, 2020). Различные содержания катионов (K^+ , Na^+ и Mg^{2+}) в составе подземных вод, равновесных с алюмосиликатными минералами являются следствием количественных и качественных вариаций их вхождения в кристаллическую структуру глинистых и слюдистых минералов (табл. 5.1), а также ионно-обменными свойствами глин. Таким образом, различия в составах подземных вод, равновесных с определёнными алюмосиликатами и карбонатами свидетельствуют о том, что минеральные новообразования формируются из раствора строго определённого химического состава в соответствующей геохимической среде.

Таблица 5.1. – Химические формулы алюмосиликатных минералов (по Карпову и др., 1976).

<i>Минерал</i>	<i>Формула</i>
<i>Каолинит</i>	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
<i>Са-Монтмориллонит</i>	$Ca_{0,167}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2$
<i>К-Монтмориллонит</i>	$K_{0,33}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2$
<i>Микроклин</i>	$KAlSi_3O_8$
<i>Мусковит</i>	$KAl_3Si_3O_{10}(OH)$
<i>Иллит</i>	$K_{0,6}Mg_{0,25}Al_{2,3}Si_{3,5}O_{10}(OH)_2$
<i>Мг-Монтмориллонит</i>	$Mg_{0,167}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2$
<i>Хлорит</i>	$Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$
<i>Альбит</i>	$NaAlSi_3O_8$
<i>Парагонит</i>	$NaAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$
<i>На-Монтмориллонит</i>	$Na_{0,33}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2$
<i>Маргарит</i>	$CaAl_2(AlSi_2O_{10})(OH)_2$
<i>Анортит</i>	$CaAl_2Si_2O_8$

Сравнительный анализ результатов термодинамических расчетов выявил особенности состава равновесных подземных вод в разных частях изучаемого региона (табл. 5.2, 5.3). Так, например, в пределах апт-альб-сеноманского водоносного комплекса Надым-Тазовского междуречья не выявлены подземные воды равновесные к микроклину, тогда как в пределах Малыгинского, Тасийского и Северо-Тамбейского месторождений на севере полуострова Ямал они установлены. Вариации в изменении значений pH и кремнезема при формировании из раствора аутигенных каолинита, иллита, монтмориллонитов, слюд и т.д. в различных водоносных комплексах меняются не значительно.

Анализ геохимических (контролирующих) параметров срезы, необходимых для формирования тех или иных аутигенных минералов выявил определенную зональность процессов вторичного минералообразования в пределах основных водоносных комплексов крупнейших геологических структур. Подземные воды неокомского водоносного комплекса изучаемого региона также находятся на различных стадиях взаимодействия в системе вода –

порода. Так, если воды, расположенные в границах структур Большехетской мегасинеклизы, Среднепурского мегапрогиба и прилегающих районов Енисей-Хатангского бассейна равновесны к широкому спектру алюмосиликатных минералов, то воды Приуральской мегамоноклизы в периферийной части ЗСОБ достигают стадии равновесия с каолинитом, Са-монтмориллонитом и слюдами (табл. 5.4).

При анализе степени насыщения изученных подземных вод относительно алюмосиликатных минералов можно предположить некоторые тенденции в эволюции системы вода-порода. Если принять, что процессы взаимодействия подземных вод с вмещающими породами северных районов (наиболее погруженных) изучаемого региона находятся на более поздней стадии, чем южных, и учесть сдвиг точек состава вод на термодинамических диаграммах, то можно проследить направление эволюции системы в зоне катагенеза (рис. 5.4). Формирование аутигенных минералов происходит последовательно (каолинит – монтмориллонит – иллит – слюды – хлорит – альбит – микроклин) в условиях резко восстановительной геохимической среды и контролирующих параметрах (рН, концентрации в растворе Si, Al, Na, K, Ca, Mg) (Новиков, 2015; Новиков, 2016; Новиков, 2017а; Новиков и др., 2019; Novikov, 2020). Время в геологической эволюции системы вода – порода играет ключевую роль (Шварцев, 1991) и по мере ее развития формируются более сложные гидрогенно-минеральные комплексы устойчивые к ужесточающимся термобарическим условиям зоны катагенеза.

Воды современных морей и океанов равновесны со слюдистыми минералами различного состава. Так, наиболее соленые подземные воды верхнеюрских отложений частично унаследовали это, а частично находятся в равновесии с глинистыми минералами: в системах $SiO_2-Al_2O_3-Na_2O-CO_2-H_2O$, $SiO_2-Al_2O_3-CaO-CO_2-H_2O$ – с каолинитом и монтмориллонитами соответствующего состава, а в системе $SiO_2-Al_2O_3-K_2O-CO_2-H_2O$ – с иллитом. Причем в системах $SiO_2-Al_2O_3-Na_2O-CO_2-H_2O$ и $SiO_2-Al_2O_3-K_2O-CO_2-H_2O$ отчетливо наблюдается смещение точек состава вод более погруженных отложений в поле полевых шпатов (альбита и микроклина). Такая направленность процесса была показана нами ранее в работах по районам Нюрольской впадины и глубокопогруженных горизонтов северных районов ЗСОБ (Харампурский мегавал и др.) (Жуковская, Новиков, 2002; Новиков и др., 2016; Новиков, 2017б; Новиков, 2018; Новиков и др., 2019). Это факт находит свое подтверждение и литологическими наблюдениями: с глубиной возрастает встречаемость и количество новообразованного альбита и иллита в песчано-алевритовых породах. Каолинит же, не являясь устойчивым минералом, в ходе позднего катагенеза и особенно метагенеза в конечном итоге преобразуется в другие глинистые и слюдистые минералы и практически не встречается в породах метаморфических фаций.

Таблица 5.2. – Средний состав подземных вод Надым-Тазовского междуречья, равновесных к алюмосиликатным минералам.

Минерал	Равновесное содержание элементов, мг/дм ³						
	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	H ₄ SiO ₄
Апт-альб-сеноманский водоносный комплекс (215 проб)							
Каолинит	7,2	491,1	73,2	5512,2	50,0	579,8	15,8
Иллит	7,4	515,7	57,9	4591,3	48,5	690,5	24,0
Mg-монтмориллонит	6,6	473,6	56,7	3981,5	47,4	364,2	19,7
Са-монтмориллонит	7,7	254,7	60,4	5166,2	67,3	920,3	28,7
Na-монтмориллонит	6,8	1380,8	52,9	4158,2	49,9	486,0	28,0
Mg-хлорит	7,7	281,7	63,8	5019,7	53,7	659,9	16,4
Маргарит	7,9	339,2	59,4	4551,2	41,8	488,0	11,4
Парагонит	7,7	222,6	64,8	4994,5	52,8	629,9	13,6
Мусковит	7,8	409,4	57,1	4232,4	47,4	552,2	12,4
Микроклин	-	-	-	-	-	-	-
Альбит	8,1	111,2	62,0	5579,9	58,6	859,4	37,7
Неокомский водоносный комплекс (894 пробы)							
Каолинит	7,1	423,5	25,4	4019,9	58,2	682,4	19,5
Иллит	7,4	312,6	29,8	4246,6	59,4	1019,8	36,7
Mg-монтмориллонит	6,9	463,4	20,9	4090,6	58,0	766,4	28,4
Са-монтмориллонит	7,6	274,2	23,3	3818,6	65,7	1023,7	42,8
Na-монтмориллонит	7,3	376,4	21,0	3540,2	60,4	875,6	39,9
Mg-хлорит	7,7	215,6	26,1	3846,3	62,1	992,7	32,9
Маргарит	7,9	424,2	23,6	3855,6	50,3	637,7	12,7
Парагонит	7,6	354,1	27,0	4095,1	56,7	801,8	18,7
Мусковит	8,1	206,0	33,0	6452,5	86,3	1466,5	28,5
Микроклин	8,3	91,4	16,6	4076,1	118,6	1427,7	72,0
Альбит	8,3	125,8	19,2	4030,9	79,7	1202,4	59,9
Верхнеюрский водоносный комплекс (172 пробы)							
Каолинит	7,0	629,7	141,8	8009,4	117,5	901,3	15,6
Иллит	7,3	457,8	47,6	6347,7	92,6	960,5	30,4
Mg-монтмориллонит	6,8	587,1	53,7	7014,4	96,3	859,6	18,2
Са-монтмориллонит	7,7	290,2	28,3	5317,0	85,1	1158,9	37,2
Na-монтмориллонит	6,9	551,7	41,4	7169,9	120,7	835,9	43,5
Mg-хлорит	7,7	414,0	114,9	5067,7	89,3	1173,7	18,3
Маргарит	8,1	350,6	84,2	5354,0	98,9	940,5	14,4
Парагонит	7,8	394,0	99,3	5782,3	96,8	988,5	16,6
Мусковит	7,9	339,8	125,2	5361,9	101,2	971,1	14,0
Микроклин	8,7	30,0	13,4	3294,4	50,2	1720,0	47,2
Альбит	8,6	112,4	17,5	4373,4	63,1	1503,7	38,4
Нижне-среднеюрский водоносный комплекс (80 проб)							
Каолинит	7,2	171,3	22,6	4114,5	68,5	853,6	17,2
Иллит	7,3	158,4	18,6	4226,9	100,2	1061,2	34,6
Mg-монтмориллонит	7,0	187,0	25,2	4249,6	49,0	982,1	27,5
Са-монтмориллонит	7,6	173,4	22,4	4402,8	114,7	1387,5	51,3
Na-монтмориллонит	7,2	124,9	20,8	3600,6	115,0	1376,4	47,2
Mg-хлорит	7,9	172,1	21,3	4025,3	110,1	1275,8	35,5
Маргарит	8,2	218,5	22,5	4424,6	94,9	932,5	13,3
Парагонит	7,8	243,1	23,8	4821,5	95,0	925,5	19,3
Мусковит	8,0	207,4	24,8	4263,3	97,0	925,9	13,8
Микроклин	8,3	128,0	10,5	4120,5	91,5	1976,5	70,3
Альбит	8,2	136,7	20,9	4485,0	86,6	1817,3	64,2

Таблица 5.3. – Средний состав подземных вод полуострова Ямал, равновесных к алюмосиликатным минералам.

Минерал	Равновесное содержание элементов, мг/дм ³						
	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	H ₄ SiO ₄
Апт-альб-сеноманский водоносный комплекс (304 пробы)							
Каолинит	7,2	500,8	13,8	2118,2	22,6	1039,4	11,0
Иллит	7,7	574,4	20,0	3512,3	32,6	1762,0	20,9
Mg-монтмориллонит	6,6	71,0	38,5	5260,0	35,5	1226,0	10,0
Ca-монтмориллонит	7,9	58,8	13,0	3049,2	29,8	2102,1	30,2
Na-монтмориллонит	7,4	1116,8	16,4	2741,0	32,6	2236,2	23,9
Mg-хлорит	8,1	418,6	19,8	3444,0	33,5	1481,5	21,4
Маргарит	8,4	1464,1	13,8	2139,4	26,5	843,6	11,8
Парагонит	7,9	270,7	22,1	3620,3	31,8	1245,8	16,4
Мусковит	8,4	110,7	21,0	3081,7	24,8	719,8	11,8
Микроклин	8,9	26,6	17,9	4029,4	44,9	1059,5	40,7
Альбит	8,8	26,2	20,5	4060,9	37,5	1203,2	36,5
Неокомский водоносный комплекс (460 проб)							
Каолинит	7,3	97,3	14,5	1306,0	15,0	1151,0	10,7
Иллит	7,8	71,8	14,5	2613,8	34,0	1501,7	24,7
Mg-монтмориллонит	7,1	52,6	12,2	3336,4	41,2	1205,2	35,0
Ca-монтмориллонит	8,1	37,1	10,1	1949,0	34,8	1549,8	25,5
Na-монтмориллонит	7,5	88,5	11,9	2120,3	57,7	1323,4	33,9
Mg-хлорит	8,0	56,2	12,9	2376,9	41,6	1635,3	31,5
Маргарит	8,4	57,3	19,3	3261,2	39,0	938,0	9,6
Парагонит	8,1	71,5	16,4	2890,6	33,9	1419,4	14,3
Мусковит	8,5	40,5	14,7	2720,7	37,5	1440,5	12,9
Микроклин	7,7	37,4	9,5	1945,7	53,8	1930,8	52,2
Альбит	8,0	29,1	10,8	2174,6	39,2	1920,8	43,3
Нижне-среднеюрский водоносный комплекс (88 проб)							
Каолинит	6,6	204,0	36,0	8571,0	82,0	1171,0	18,2
Иллит	7,5	448,9	37,2	6277,3	60,1	1235,5	28,0
Mg-монтмориллонит	6,6	258,0	31,5	7835,5	100,5	1262,5	39,0
Ca-монтмориллонит	7,9	91,0	23,8	3825,0	31,9	1457,0	21,8
Na-монтмориллонит	7,0	680,0	34,2	6540,7	69,0	1315,5	40,0
Mg-хлорит	7,8	397,8	35,6	5695,2	51,3	1188,1	24,3
Маргарит	8,1	39,3	11,7	2483,0	25,3	1020,7	7,2
Парагонит	8,0	71,5	19,6	3390,0	30,6	1077,4	11,9
Мусковит	8,2	48,5	12,5	2749,5	31,8	1351,0	9,9
Микроклин	8,1	624,0	68,0	9943,0	82,5	628,5	60,0
Альбит	8,0	525,2	60,8	9225,0	83,0	1242,0	44,0
Доюрский водоносный комплекс (25 проб)							
Каолинит	-	-	-	-	-	-	-
Иллит	7,8	71,0	30,0	3077,5	22,5	1110,5	20,0
Mg-монтмориллонит	-	-	-	-	-	-	-
Ca-монтмориллонит	7,9	36,3	18,1	3176,9	45,6	1394,3	38,9
Na-монтмориллонит	-	-	-	-	-	-	-
Mg-хлорит	8,5	44,0	22,3	3096,3	40,6	1274,2	33,1
Маргарит	-	-	-	-	-	-	-
Парагонит	8,1	54,0	24,0	3218,3	35,0	1334,0	17,3
Мусковит	8,8	20,0	12,0	3500,0	60,0	1781,0	12,0
Микроклин	8,7	53,2	12,3	3112,6	70,7	1420,7	64,3
Альбит	8,6	23,0	13,8	3145,8	53,5	1439,5	55,0

Таблица 5.4. – Средний состав подземных вод неокомского водоносного комплекса, равновесных к алюмосиликатным минералам.

Минерал	Равновесное содержание элементов, мг/дм ³						
	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	H ₄ SiO ₄
Западные районы Енисей-Хатангского регионального прогиба (245 проб)							
Каолинит	6,8	217,1	7,2	1518,1	28,1	853,7	21,3
Иллит	7,2	260,2	2,0	1157,7	23,3	487,1	26,7
Mg-монтмориллонит	6,8	226,3	16,7	2301,9	31,4	984,7	18,6
Ca-монтмориллонит	7,6	190,3	5,0	1280,3	64,0	608,6	47,3
Na-монтмориллонит	6,9	127,6	3,9	1015,9	59,1	689,3	40,5
Mg-хлорит	8,4	130,9	19,6	2295,8	37,8	871,3	16,0
Маргарит	8,0	330,2	15,1	2183,8	37,8	456,4	16,2
Парагонит	7,8	200,7	13,4	2286,1	38,6	700,4	17,3
Мусковит	8,0	229,4	16,3	2364,0	44,7	629,5	15,9
Микроклин	9,4	57,4	12,6	949,7	89,8	772,5	60,3
Альбит	8,8	80,1	26,7	434,5	26,0	548,8	60,5
Большехетская мегасинеклиза (176 проб)							
Каолинит	7,0	681,2	15,3	2311,1	35,7	484,9	17,3
Иллит	7,2	585,8	13,1	2140,6	31,7	531,4	32,3
Mg-монтмориллонит	6,8	843,4	19,9	2712,2	40,2	397,3	25,3
Ca-монтмориллонит	7,6	432,8	5,5	1466,2	23,6	617,1	40,1
Na-монтмориллонит	7,4	393,7	7,4	1334,7	26,2	650,7	39,6
Mg-хлорит	8,0	135,7	7,0	1012,2	15,2	699,2	33,6
Маргарит	8,1	410,6	8,6	1651,8	16,9	484,8	23,2
Парагонит	7,8	504,4	9,1	1908,4	26,4	498,0	22,5
Мусковит	7,9	199,2	8,3	840,3	14,9	526,4	11,4
Микроклин	-	-	-	-	-	-	-
Альбит	8,5	18,0	2,0	529,0	17,5	866,0	100,0
Среднепурский мегапрогиб (81 проба)							
Каолинит	7,1	683,0	16,1	3417,9	60,6	457,6	20,5
Иллит	7,5	358,5	15,6	2732,4	61,8	554,3	42,9
Mg-монтмориллонит	6,9	561,5	16,3	2534,4	42,8	522,8	33,8
Ca-монтмориллонит	7,5	463,3	15,4	2781,9	70,2	525,0	45,0
Na-монтмориллонит	7,4	467,6	17,8	2893,1	69,4	543,4	40,8
Mg-хлорит	7,7	271,6	16,9	2451,8	70,1	642,3	38,5
Маргарит	7,6	689,5	25,2	3827,3	45,8	368,2	13,4
Парагонит	7,6	601,2	21,2	3503,2	59,3	434,8	20,7
Мусковит	7,5	916,3	59,5	4758,8	56,5	326,4	10,1
Микроклин	-	-	-	-	-	-	-
Альбит	8,2	332,5	8,0	3422,0	79,7	487,8	53,8
Приуральская мегамоноклиза (23 пробы)							
Каолинит	6,7	437,9	17,6	2309,7	14,6	151,1	2,7
Иллит	-	-	-	-	-	-	-
Mg-монтмориллонит	-	-	-	-	-	-	-
Ca-монтмориллонит	7,3	322,1	24,2	2517,6	55,3	216,8	6,2
Na-монтмориллонит	-	-	-	-	-	-	-
Mg-хлорит	-	-	-	-	-	-	-
Маргарит	7,7	444,2	14,3	2217,2	23,2	176,2	4,0
Парагонит	8,0	310,1	18,2	2396,4	18,6	154,3	3,6
Мусковит	-	-	-	-	-	-	-
Микроклин	-	-	-	-	-	-	-
Альбит	-	-	-	-	-	-	-

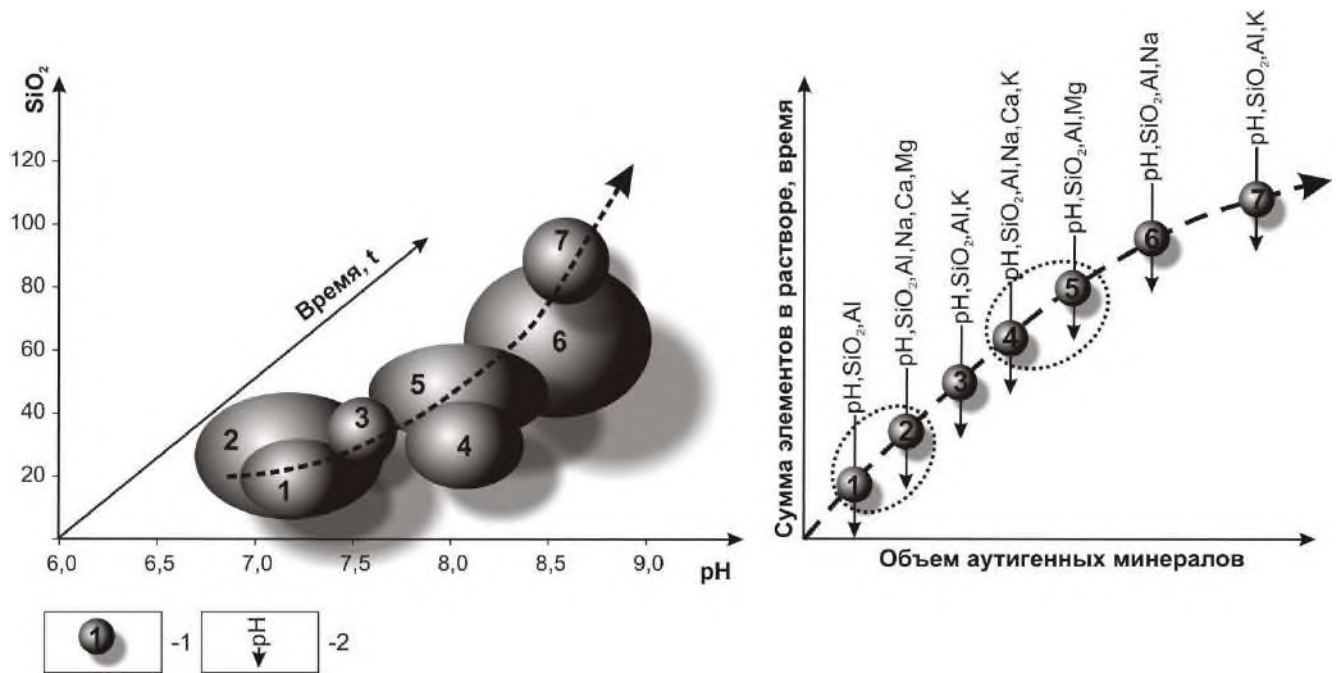


Рисунок 5.4. – Схема последовательной смены гидрогенно-минеральных комплексов в зоне катагенеза северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна.

- 1 – гидрогенно-минеральный комплекс: 1 – каолиновый, 2 – монтмориллонитовый, 3 – иллитовый, 4 – слюдяной, 5 – хлоритовый, 6 – альбитовый, 7 – микроклиновый;
2 – геохимические параметры среды, контролирующие формирование аутигенных минералов.

Таким образом, при последовательном увеличении температуры и давления в ходе литогенеза донных отложений, вполне логично предположить насыщение подземных вод относительно таких алюмосиликатов, как альбит, микроклин, магнезиальный хлорит и мусковит, наиболее устойчивых в новых термобарических условиях.

5.4. Связь гидрогеохимической и аутигенно-минералогической зональности

Проявлено ли влияние особенностей геохимии вод в составе комплекса аутигенных минералов, сформированных в породах-коллекторах, и прослеживается ли связь гидрогеохимической и аутигенно-минералогической зональности в нефтегазоносных отложениях? Рассмотрим этот вопрос на примере оксфордского регионального резервуара (верхнеюрского водоносного комплекса) изучаемого региона. Анализ результатов минералогическо-петрографических исследований показывает, что набор аутигенных минералов, установленный в алевроито-песчаных породах резервуара на разных площадях, практически одинаков, меняются лишь количественные соотношения основных минералов и степень структурных преобразований обломочной части (Новиков и др., 2016; Новиков и др., 2019). В комплексе аутигенных минералов представлены: наиболее широко распространенные карбонатные минералы (кальцит, сидерит, доломит), менее распространенные кварц, хлорит, каолинит, иллит, пирит, незначительно проявленные альбит, титанистые минералы (анатаз, лейкоксен). Для

сравнительного анализа при петрографических исследованиях пород из разрезов разных скважин в наименее карбонатизированных песчаниках были дополнительно подсчитаны некоторые количественные параметры, характеризующие особенности их постседиментационных преобразований: количество регенерированных обломков кварца и соотношение сильно, умеренно и слабо измененных (неизмененных) обломков полевых шпатов.

В Тюменской СГ-6 мощный алевроито-песчаный пласт (17 м) приурочен к верхней части верхневасюганской подсвиты (инт. 3855-3872 м). В верхней половине пласта содержание карбонатно-глинистого цемента в породах обычно не превышает 10-15%. В нижней половине встречается несколько уровней интенсивной кальцитизации. Содержание тонко-мелкокристаллического кальцита достигает 30-40%, он корродирует большую часть обломков и в разной степени замещает некоторые из них. В незначительной степени развит более поздний доломит в виде тонкокристаллических ромбоэдров. Среди обломков кварца преобладают нерегенерированные обломки, их от 46 до 63%. Незначительное преобладание регенерированных обломков редко отмечается в более грубозернистых породах, в том числе встречены зональные каемки регенерации (рис. 5.5 А, Б, В). Полевые шпаты, среди которых преобладают кислые плагиоклазы, в разной степени изменены – пелитизированы, в меньшей степени серицитизированы. Характерной особенностью является наличие тонких регенерационных каемок альбита (рис. 5.5 А), однако, содержание аутигенного альбита незначительное, не более 0,5%. Количественное соотношение слабо- и неизмененных полевых шпатов с умеренно измененными и сильно измененными следующее: 49-64%, 39-45% и 5-6%. Отмечался редкий катаклаз плагиоклазов и в единичных случаях пластическая деформация его полисинтетических двойников. По всему разрезу в породах наблюдается развитие аутигенного пирита (от долей % до 5%), титанистых минералов (анатаза, лейкоксена – доли %).

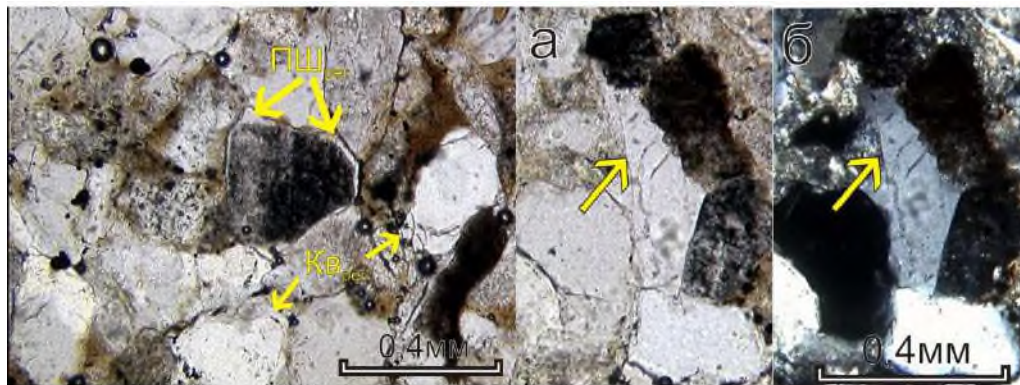
В южной части изучаемого региона верхневасюганская подсвита изучена нами на целом ряде площадей. В Западно-Новогодней скв. 210 подсвита (инт. 3160-3199 м) подразделяется на два песчаных пласта (17 и 12 м), разделенных алевроито-глинистой пачкой. Для песчаников характерно повышенное содержание цемента (от первых % до 45-50%), обусловленное интенсивной карбонатизацией пород. Среди аутигенных карбонатов преобладает тонко-среднекристаллический кальцит (10-45%), в меньшей степени развит пелитоморфный сгустковый сидерит (2-10%). Аутигенный кварц, формирующий преимущественно неполные регенерационные каемки, развит очень неравномерно, содержание его зависит от содержания цемента (в первую очередь интенсивности кальцитизации) и гранулометрического состава пород. В обломочной части пород регенерации подвержено от 10-15% до 70-80% обломков кварца. Менее всего регенерация проявлена в породах с максимальным содержанием цемента. В кальцитизированных песчаниках наблюдается коррозия регенерационных каемок. В слабо

карбонатизированных песчаниках пласта Ю₁² содержание регенерированных обломков кварца варьирует в пределах 26-37%, а в более грубозернистых песчаниках пласта Ю₁¹ – от 56 до 75%. Соотношение полевых шпатов, в различной степени измененных (пелитизация, каолинитизация, реже серицитизация, среди плагиоклазов заметно проявлен катаклаз), меняется по разрезу незначительно: сильно измененных – 5-6%, умеренно измененных – 30-38%, слабо измененных – 56-64%. В составе глинистой части цемента проявлен в разной степени перекристаллизованный (от тонкочешуйчатого до крупно-мелкочешуйчатого) аутигенный поровый каолинит (1-5%), развивающийся также и по полевым шпатам (рис. 5.5 г, д).

В восточном направлении содержание аутигенных минералов заметно снижается (Ярайнерская, Стахановская и др. площади). В разрезах проницаемой части оксфордского резервуара, представленных нижнесиговской подсвитой (Верхнетолькинская, Приозерная, Западно-Красноселькупская площади), в составе песчаников несколько увеличивается содержание обломков пород, снижается кварца и полевых шпатов. Картина аутигенного минералообразования в породах довольно пестрая. Незначительно развита регенерация кварца – лишь у 15-25% его обломков сформированы неполные регенерационные каемки.

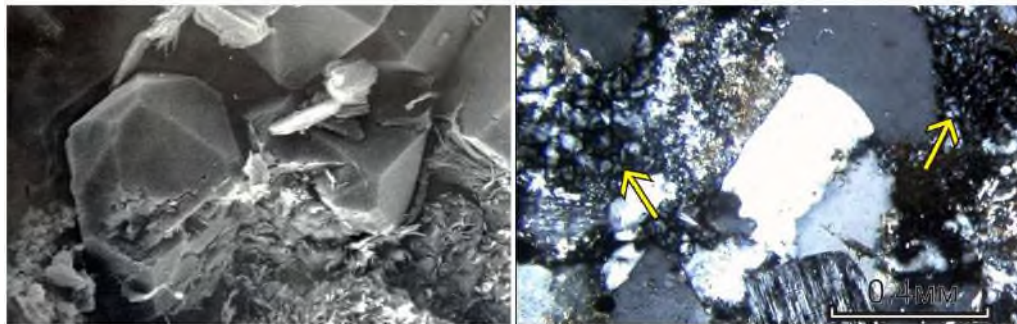
Аутигенный каолинит отсутствует, либо появляется в прослоях более грубозернистых песчаников (до 1-2%). Аутигенные карбонаты представлены поровым пелитоморфным сидеритом (первые %, до 12%) и поровым кальцитом (1-10%), формирующим иногда интенсивно кальцитизированные прослои с базальным цементом (до 40-45%). Несколько иная ситуация наблюдается в разрезе Западно-Красноселькупской скв. 46. В мелко-среднезернистых песчаниках верхней части резервуара (2780-2800 м) 48-61% обломков кварца охвачено регенерацией. Характерно заметное изменение соотношения неизмененных (слабо измененных), умеренно измененных и сильно измененных обломков полевых шпатов. Их содержание 10%, 48% и 42%, соответственно, характерно для песчаников со значительно проявленными стилолитовыми межзерновыми контактами (см. рис. 5.5 е), развитием гидрослюдисто-серицитового цемента. В случае каолинитового цемента (до 3-5%), менее проявленных стилолитовых межзерновых контактов в песчаниках существенно преобладают слабо- и неизмененные полевые шпаты (до 77%). Содержание кальцита незначительно и не превышает 5-7%. Таким образом, в рассматриваемом разрезе явно проявлены катагенетические аномалии, связанные с возможными межпластовыми перетоками в тектонически-нарушенных зонах. Таким образом, в южных районах в комплексе аутигенных минералов присутствует каолинит, что не характерно для северных районов, где заметнее проявлены процессы альбитизации. В восточном направлении процессы аутигенного минералообразования, в целом, затухают. Таким образом, впервые установлена связь латеральной гидрогеохимической и аутигенно-минералогической зональности, что позволяет прогнозировать ассоциации аутигенных минералов, отдельные

проявления которых зафиксированы литолого-петрографическими и структурно-минералогическими методами в разрезах реальных скважин.



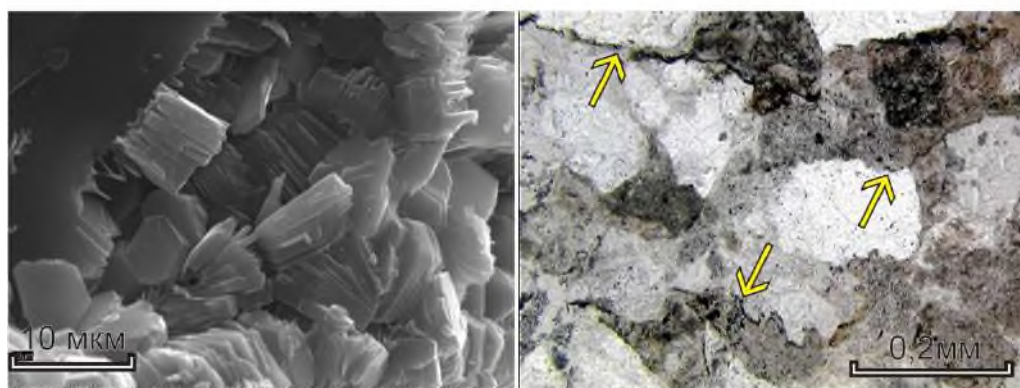
А. Регенерация сильно измененного полевого шпата и кварца. Сква. СГ-6, гл. 3863,3 м. Николи II

Б. Зональная регенерационная каемка у обломка кварца. Сква. СГ-6, гл. 3871,2 м. Николи II - а, + - б



В. Обломки кварца, регенерированные до идиоморфных кристаллов. Сква. СГ-6, гл. 3871,2 м

Г. Поровый каолинит, в различной степени перекристаллизованный (тонко-, мелко- и крупночешуйчатый). Сква. ЗН-210, гл. 3196 м. Николи +



Д. Поровый каолинит, замещающий краевые части обломков калиевых полевых шпатов. Сква. ЗК-46, гл. 2790 м

Е. Заметное развитие сутурно-стилолитовых межзерновых контактов в обломочной части песчаника. Сква. ЗК-46, гл. 2790 м. Николи II

Рисунок 5.5. – Фототаблица аутигенно-минералогических особенностей горных пород оксфордского регионального резервуара северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна.

5.5. Распределение химических элементов в системе вода-порода-нефть

Среди микрокомпонентов и соединений, при нефтегазопромысловых работах в водах ЗСОБ традиционно изучали содержания I, B, Br, F, NH₄, реже Sr и нафтеновых кислот. Наиболее полные сведения о микроэлементном составе вод обобщены в работах А.Э. Конторовича, Р.Г. Прокопьевой, В.М. Матусевича и В.К. Попова (Конторович и др., 1986; Матусевич, Попов, 1978; Прокопьева, 1977). В настоящей работе впервые приведены последние данные по изучению распределения более чем 60 химических элементов в подземных водах меловых и юрских нефтегазоносных комплексов северных районов ЗСОБ (см. раздел 3.2-3.4), в этом разделе кратко рассмотрены возможные источники их поступления в раствор. Пробы подземных вод изученной коллекции весьма разнообразны, что связано с их разным генезисом от пестрых по составу конденсатогенных вод (минерализация 0,2-1,0 г/дм³) до седиментогенных слабых рассолов Cl Na состава с величиной общей минерализации до 53,7 г/дм³ (Новиков и др., 2020б).

Основными источниками поступления химических элементов в раствор выступают вмещающие горные породы и рассеянное органическое вещество при протекании процессов его метаморфизма. Установлено, что благодаря длительному времени взаимодействия в системе вода – порода (более 165 млн. лет) (Новиков и др., 2019) в наиболее активных компонентах этой системы (водах и нефтях) отмечаются общие закономерности распределения элементов (рис. 5.6а). В сравнительном анализе также использовались данные по распределению элементов в морской воде (Horn et al., 1972), основной нефтематеринской толще (глинисто-кремнистых породах баженовской свиты) (Занин и др., 2011; Занин и др., 2016; Занин и др., 2016; Занин и др., 2017) и смолисто-асфальтеновых компонентах нефтей Западной Сибири (Винокуров и др., 2010; Готтих и др., 2008).

В изученных водах усредненная последовательность элементов имеет следующий вид (мкг/дм³): для апт-альб-сеноманского комплекса – Cu_{391,3} > Zn_{325,1} > Ni_{192,9} > Se_{42,2} > Pb_{26,6} > Sn_{22,9} > Mo_{21,9} > Ga_{6,9} > As_{5,0} > Bi_{4,8} > Co_{2,6} > In_{2,2} > Sb_{1,97} > Eu_{1,96} > Ce_{1,52} > La_{0,84} > Nd_{0,74} > Ag_{0,72} > Hg_{0,67} > Sm_{0,24} > Ge_{0,18} > Th_{0,15} > Gd_{0,13} > U_{0,12} > Tl_{0,107} > Cd_{0,107} > Yb_{0,029} > Tb_{0,020} > Lu_{0,008}; неокомского – Zn_{155,7} > Ni_{67,8} > Se_{40,5} > Cu_{38,6} > Ge_{28,2} > Pb_{11,9} > Mo_{5,6} > Co_{4,7} > As_{3,6} > Sn_{3,4} > Hg_{1,8} > Eu_{1,2} > Ag_{0,9} > Sb_{0,8} > Ga_{0,6} > Ce_{0,5} > La_{0,4} > Nd_{0,2} > Bi_{0,14} > Sm_{0,11} > Cd_{0,10} > In_{0,08} > Tl_{0,07} > Gd_{0,06} > Th_{0,06} > U_{0,038} > Yb_{0,028} > Tb_{0,019} > Lu_{0,017} и верхнеюрского – Zn_{345,9} > Ni_{65,9} > Se_{34,5} > Cu_{23,5} > Pb_{15,6} > Eu_{9,9} > Co_{3,8} > As_{2,2} > Hg_{1,7} > La_{0,94} > Mo_{0,93} > Sm_{0,6} > Ge_{0,5} > Tl_{0,4} > Cd_{0,26} > Sb_{0,25} > Ce_{0,2} > Sn_{0,19} > Ga_{0,1} > Nd_{0,08} > Th_{0,04} > Bi_{0,03} > Ag_{0,025} > Lu_{0,019} > U_{0,014} > Gd_{0,013} > Tb_{0,007} > Yb_{0,0024} > In_{0,0023}. Усредненные данные по нефтям (Винокуров и др., 2010; Готтих и др., 2008) показывают следующие содержания (г/т): Zn_{72,3} > Ni_{23,3} > Pb_{16,5} > Cu_{15,2} > Co_{0,101} > Ce_{0,087} > Hg_{0,084} > La_{0,074} > Ag_{0,065} > Mo_{0,058} > Cd_{0,047} > Nd_{0,044}

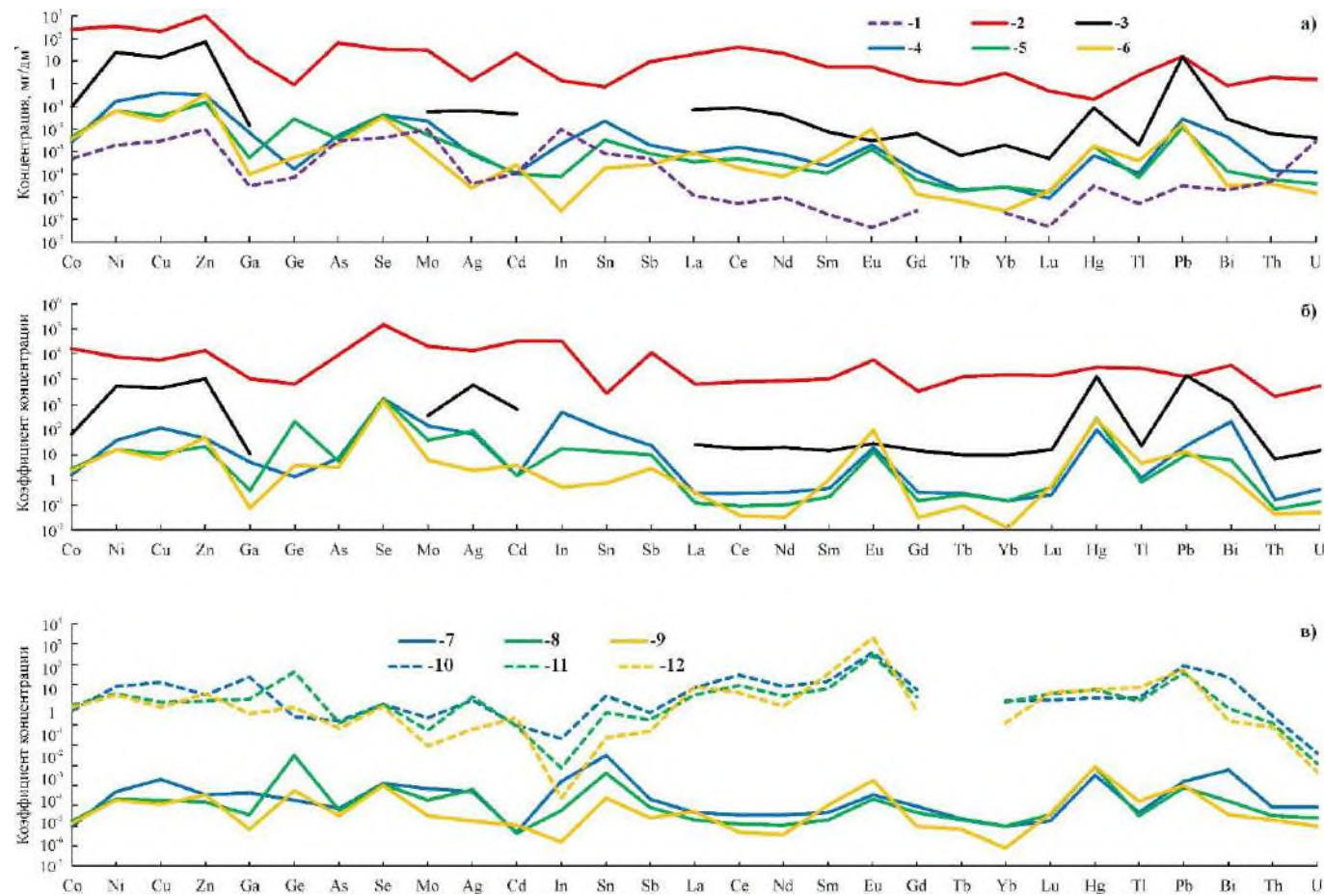


Рисунок 5.6. – Спектр распределения химических элементов в изученных подземных водах, морской воде, породах баженовской свиты и смолисто-асфальтеновых компонентах нефтей Западной Сибири (а), коэффициенты концентрации относительно кларка осадочного слоя литосферы (б) и степень концентрирования элементов относительно морских вод и пород баженовской свиты (в).

а-б) 1 – морская вода, 2 – глинисто-кремнистые породы баженовской свиты, 3 – смолисто-асфальтеновые компоненты нефтей; водоносные комплексы: 4 – апт-альб-сеноманский; 5 – неокомский; 6 – верхнеюрский.

в) коэффициенты концентрации элементов в водах относительно пород баженовской свиты: 7 – апт-альб-сеноманского, 8 – неокомского и 9 – верхнеюрского; относительно морских вод: 10 – апт-альб-сеноманского, 11 – неокомского и 12 – верхнеюрского водоносных комплексов.

$> \text{Bi}_{0,029} > \text{Ga}_{0,014} > \text{Sm}_{0,007} > \text{Th}_{0,006} > \text{Gd}_{0,006} > \text{U}_{0,004} > \text{Eu}_{0,0028} > \text{Yb}_{0,002} > \text{Tl}_{0,0019} > \text{Tb}_{0,0007} > \text{Lu}_{0,0005}$
(Новиков и др., 2020б).

Для оценки степени концентрирования элементов в подземных водах нефтегазоносных отложений был рассчитан коэффициент концентрации, который отражает отношение содержаний элементов в воде к вмещающим породам или к кларку осадочного слоя литосферы (Григорьев, 2010). Установлено, что практически не накапливаются в водах: апт-альб-сеноманского комплекса – La, Ce, Nd, Sm, Gd, Tb, Yb, Lu, Th и U; неокомского – Ga, La, Ce, Nd, Sm, Gd, Tb, Yb, Lu, Tl, Th и U; верхнеюрского – Ga, In, Sn, La, Ce, Nd, Gd, Tb, Yb, Lu, Th и U. По большинству элементов наблюдается схожий характер концентрирования (см. рис. 5.6б) как в подземных водах изученных водоносных комплексов, так и в смолисто-асфальтеновых компонентах нефтей и что самое главное в глинисто-кремнистых породах баженовской свиты, где распределение элементов имеет вид (г/т): $\text{Zn}_{988,0} > \text{Ni}_{336,7} > \text{Co}_{264,4} > \text{Cu}_{198,9} > \text{As}_{65,2} > \text{Ce}_{40,3} > \text{Se}_{34,7} > \text{Mo}_{30,3} > \text{Cd}_{22,8} > \text{Nd}_{21,4} > \text{La}_{18,8} > \text{Pb}_{15,7} > \text{Ga}_{15} > \text{Sb}_{9,7} > \text{Eu}_{5,7} > \text{Sm}_{5,4} > \text{Yb}_{2,9} > \text{Tl}_{2,3} > \text{Th}_{1,9} > \text{U}_{1,5} > \text{Ag}_{1,44} > \text{In}_{1,42} > \text{Gd}_{1,39} > \text{Tb}_{0,94} > \text{Ge}_{0,9} > \text{Bi}_{0,83} > \text{Sn}_{0,77} > \text{Lu}_{0,46} > \text{Hg}_{0,2}$.

Расчет коэффициентов концентрации относительно пород баженовской свиты во всех водоносных комплексах показал значения значительно меньше единицы (см. рис. 5.6в). Характер их распределения во многом схож с таковыми относительно кларка осадочного слоя. Максимально концентрируются в водах Ge, Sn, Hg и Eu. Расчеты относительно морских вод, показали значения коэффициента концентрации меньше 1 в водах меловых комплексов у Cd, In и U, а в водах верхнеюрского комплекса у As, Mo, Ag, In, Sn, Sb, Th и U. Как ни странно, но практически по всему спектру наибольшая степень концентрирования элементов наблюдается в водах апт-альб-сеноманского комплекса, хотя он расположен значительно выше основной нефтематеринской толщи Западной Сибири – баженовской свиты.

ГЛАВА 6. ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ СИСТЕМ МЕТОДАМИ РАСЧЕТА ВОДНО-ГАЗОВЫХ РАВНОВЕСИЙ

Фундаментальная задача изучения геохимических процессов и физико-химических равновесий в системе вода – газ, которая тесно связана с общегеологической проблемой формирования и разрушения залежей нефти и газа, составляет в настоящее время весьма актуальное направление исследований. Общеизвестно, что в современный период открытие новых месторождений нефти и газа в Западной Сибири уже не может основываться, главным образом, на выполненных по геофизическим данным структурных построениях и анализе общих геолого-геохимических показателей. В связи с этим изучение физико-химических равновесий в системе вода – газ, несущее информацию о региональных условиях образования и сохранения месторождений нефти и газа, а также процессах массообмена с окружающими их пластовыми водами, открывает новую обширную область исследований при геохимическом прогнозировании нефтегазоносности и оценке продуктивности локальных структур и площадей (Новиков, 2009; Новиков, 2015а; Новиков, 2015б; Novikov, 2018).

Вместе с тем условия физико-химических равновесий газов остаются мало изученными, хотя эта проблема представляет большой научный и практический интерес, т.к. позволяет более целенаправленно решать многие генетические вопросы газо- и нефтеобразования (Геология и геохимия..., 1990) и позволяет раскрыть ранее неизвестные закономерности формирования подземных вод (Шварцев, 1996). Равновесия позволяют выявить направленность геохимических процессов в системе «вода-газ» как на настоящем этапе развития нефтегазоносной системы, так и в её геологическом прошлом, а также помогают решать вопросы сохранности залежей и задачи прогнозирования их фазового типа (Новиков, 2020).

В рамках рассматриваемой проблемы решаются две основные задачи: 1) оценка степени насыщения подземных вод газами (K_g)¹ и 2) выявление характера взаимодействия в системе вода – газ (пластовые воды – углеводородная залежь).

Применительно к ЗСОБ первый вопрос в общих чертах освещен в работах Н.М. Кругликова, В.Н. Корценштейна, В.В. Нелюбина, О.Н. Яковлева, М.Я. Рудкевич, Л.С. Озеранской, Н.Ф. Чистяковой и других (Кругликов, 1964; Корценштейн, 1977; Барс, 1978; Рудкевич, Озеранская, Чистякова и др., 1988; Кругликов, Нелюбин, Яковлев, 1985). В них приводятся данные изменению степени насыщения подземных вод газами в пределах разных водоносных комплексов нижнего гидрогеологического этажа. В частности, указывается, что значения коэффициента газонасыщенности для юрского комплекса варьируют от 0,03 в краевой

¹ Под степенью насыщения пластовых вод газами (K_g) понимается отношение давления насыщения подземных вод газами к пластовому давлению.

части бассейна до 1,00 в его центре. В пределах неокомского комплекса наблюдается рост Кг от окраин к центру бассейна (до 0,77 в Среднеобском районе), при этом максимальные величины до 0,94 выявлены на Тазовской площади. Апт-альб-сеноманский комплекс характеризуется закономерным ростом значений Кг с юга на север ЗСОБ от 0,02 до 0,87.

В работах Н.М. Кругликова и В.Н. Корценштейна (Кругликов, 1964; Корценштейн, 1977; Кругликов, Нелюбин, Яковлев, 1985) анализируются результаты расчетов взаимодействия в системе пластовые воды – углеводородная залежь для пласта ПК₁ Медвежьего, Ямбургского, Еты-Пуровского, Уренгойского месторождений и пластов БУ₁₀, БУ₁₂ Уренгойского месторождения. По мнению авторов, изученные углеводородные залежи находятся в нестабильном положении по отношению к вмещающим их водам, и делается вывод о том, что в настоящее время в верхнемеловых и нижнемеловых горизонтах протекают процессы разрушения существующих залежей.

Каждая геологическая структура является уникальным природным объектом, обладающим характерными только для нее особенностями гидрогеологического строения, вертикальной гидрогеохимической и гидродинамической зональности и т.д. Таким образом, основываясь на результатах расчетов для единичных пластов, делать выводы о наличии процессов деградации сформированных углеводородных залежей в целом для апт-альб-сеноманского и неокомского нефтегазоносных комплексов было преждевременным. Рассмотрим геохимические особенности свободных и водорастворенных газов изучаемого региона.

6.1. Особенности состава газов залежей углеводородов

Промышленная газоносность северных районов Западной Сибири установлена в широком стратиграфическом диапазоне: от газ-салинской пачки (турон-нижний коньяк) верхнего мела до верхней части палеозойского фундамента (Занин и др., 2011; Занин и др., 2016). Уникальные запасы газа сосредоточены в отложениях апт-альб-сеноманского нефтегазоносного комплекса (НГК) (Бованенковское, Ямбургское, Уренгойское и другие), при этом львиная доля запасов связана с сеноманом. Основные запасы газа сконцентрированы на глубинах 1000-1500 м (Занин и др., 2016). В настоящей работе впервые обобщены данные по составу газов 1984 залежей УВ северных районов Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции.

Термобарические условия залежей УВ исследуемого района характеризуются пластовыми температурами от 18 до 160 °С и давлениями от 5 до 37 МПа, общая тенденция которых хорошо видна на рисунке 6.1. Изучаемый регион характеризуется широким развитием аномально высоких пластовых давлений (АВПД) в резервуарах неокома и юры (Занин и др., 2017; Карцев и др., 1986; Конторович и др., 1986). При статистической обработке данных использованы анализы газов по более 760 залежам свободного газа, более 600 газовых шапок нефтяных залежей и более

600 нефтяным залежам (попутным газам). Углеводородные газы и нефть генетически тесно связаны между собой (Новиков и др., 2019; Новиков и др., 2020; Novikov et al., 2023). Гомологический ряд газообразных углеводородов: метан – этан – пропан – бутан – изобутан продолжается уже в нефти, содержащей пентан, гексан, гептан и другие нормальные УВ и их изомеры. При большом содержании УВ над нефтяной залежью образуется газовая шапка. Если содержание газообразных УВ невелико, то газовой шапки может и не быть. Весь этот газ в этом случае находится в нефти, составляя с ней единую смесь, начинающуюся с метана и до высокомолекулярных жидких и твердых растворенных в нефти УВ. При очень большом давлении, повышенной температуре и достаточном количестве газа образуется газовый раствор, содержащий жидкие нефтяные УВ. В этом случае мы имеем дело с газоконденсатными месторождениями.

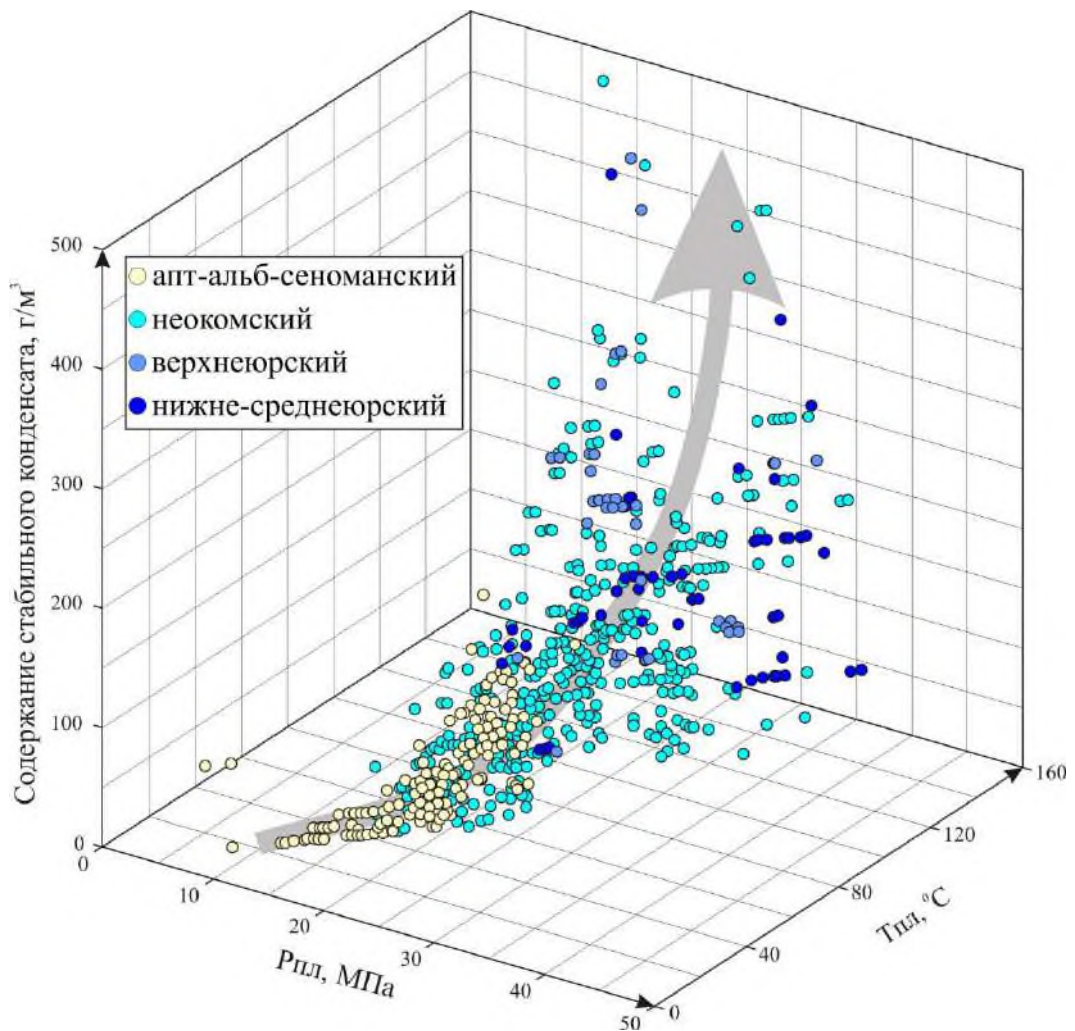


Рисунок 6.1. – Содержание стабильного конденсата в зависимости от термобарических условий УВ залежей северных районов ЗСОБ.

Выделяется следующий ряд значений содержания стабильного конденсата, характеризующих типы скоплений с газовой фазой УВ (г/м³): чисто газовые (< 1,0),

низкоконденсатные (1-10), конденсатные с пониженным содержанием жидкой фазы (10-30), среднеконденсатные с пониженным (30-100) и повышенным (100-300) содержанием жидкой фазы, а также высококонденсатные (> 300) (Конторович и др., 1975). Так, среднее содержание стабильного конденсата в рассматриваемых месторождениях закономерно увеличивается с ростом пластовых температур и давлений от $45,9 \text{ г/м}^3$ в залежах апт-альб-сеноманского комплекса до $209,7 \text{ г/м}^3$ в залежах юрского возраста (см. рис. 6.1). Аномальными значениями (более 500 г/м^3) характеризуются неокотские залежи Надымского и Умсейского месторождений, верхнеюрские залежи Тэрельского и среднеюрские Ютырмальского месторождений (Новиков и др., 2020; Novikov et al., 2023).

К настоящему времени в научной литературе предложено более 30 классификаций природных газов по химическому составу (В.И. Вернадский, И.М. Губкин, В.А. Соколов, Н.А. Еременко, К.П. Кофанов, В.Ф. Никонов, И.С. Старобинец, В.И. Ермаков, Л.М. Зорькин и другие). В анализе имеющихся данных мы использовали классификацию М.И. Субботы и А.Ф. Романюка (Конторович и др., 1975). Статистическая обработка имеющихся данных по составу углеводородных и неуглеводородных компонентов в свободных и растворенных газах позволило выявить характерные особенности их соотношения для газовых, газоконденсатных, нефтегазоконденсатных и нефтяных залежей. Газы практически всех изученных залежей характеризуются преобладанием в составе (до 90-99 об. %) углеводородов метанового ряда (рис. 6.2). Основным компонентом, генетически наиболее близким к метану, является этан.

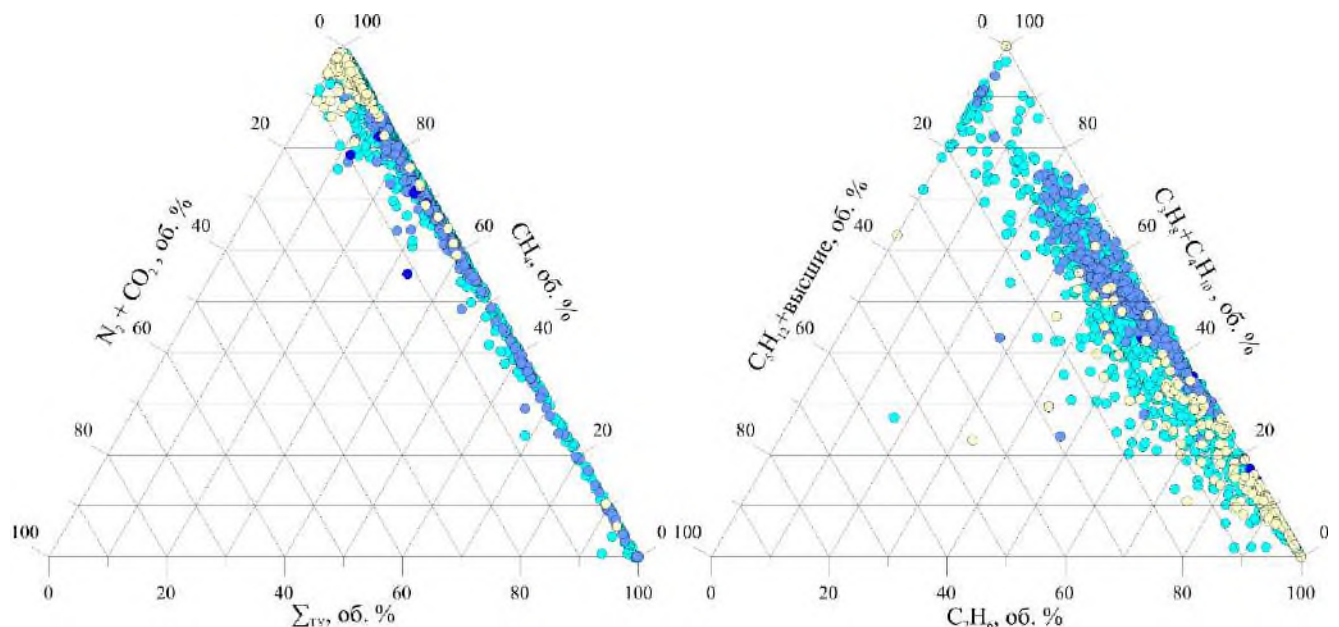


Рисунок 6.2. – Диаграммы общего состава газов и состава тяжелой углеводородной фракции свободных газов залежей северных районов Западной Сибири. Условные обозначения см на рис. 6.1.

Пропан, бутан и более тяжелые гомологи характерны для газоконденсатных, нефтегазоконденсатных и нефтяных залежей. В газах отсутствует сероводород, в малых количествах содержатся азот (0,1-3,0 об.%), за исключением ряда залежей на Салмановском (Утреннем), Среднеямальском, Нейтинском, Хамбатейском и ряде других месторождений, где его концентрации достигают 7-15 об.%. Содержания углекислого газа не превышают 13 об.%, составляя в среднем 0,6 об.%. Количество гелия и аргона, в среднем, составляют 0,01 и 0,026 об.% соответственно. Иногда встречается водород (от долей до 1,7 об.%). Газы продуктивных горизонтов отличаются друг от друга главным образом по содержанию тяжелых углеводородов (C_2H_6 +высшие) (табл. 6.1, рис. 6.3). Их повышенное содержание связано с газами газоконденсатных и нефтегазоконденсатных залежей и находится в прямой зависимости от выхода стабильного конденсата (Занин и др., 2016). Рассмотрим подробнее особенности геохимии газов залежей в зависимости от их фазового типа.

Газовые залежи имеют состав $C_1 > N_2 > C_2 > CO_2 > C_3 > H_2 > i-C_4 > n-C_4 > Ar > i-C_5 > He > n-C_5 > i-C_6 > n-C_6$ и характеризуются средними содержаниями углеводородных компонентов (об.%): метана 94,6-96,6; этана 0,46-2,02; пропана 0,02-0,33; изобутана от следовых до 0,14; бутана от следовых до 0,11; изопентана от следовых до 0,05; пентана от следовых до 0,03; изогексана от следовых до 0,03; гексана в следовых количествах. Неуглеводородные компоненты составляют (об.%): азот 1,79-2,35; углекислый газ 0,43-0,73; водород 0,03-0,18; гелий от следовых до 0,017 и аргон 0,025-0,034. Сумма гомологов метана ($\Sigma TУ$) варьирует от следовых до 5 об.%, отношение C_2/C_3 составляет от 2 до 160, коэффициент этанизации $K_3 = 100 \cdot C_2 / (C_3 + C_4)$ изменяется от 200 до 3000 и более, а коэффициент жирности $K_{ж} = C_{2+высшие} / C_1$ от 0,1 до 5,5. Для примера, в газе залежи пласта БП₆¹ Западно-Таркосалинского месторождения $\Sigma TУ = 4,99$ об.%, $C_2/C_3 = 3,75$, $K_3 = 286,8$ и $K_{ж} = 5,5$. Установлено, что в наибольшей степени обогащены гомологами метана газы неокомских залежей, и в меньшей степени – верхнеюрских (Новиков и др., 2020; Novikov et al., 2023).

Газоконденсатные залежи имеют состав $C_1 > C_2 > C_3 > N_2 > CO_2 > n-C_4 > i-C_4 > i-C_5 > n-C_5 > H_2 > i-C_6 > Ar > n-C_6 > He$ и отличаются более высокими средними содержаниями углеводородных компонентов (об.%): метана 85,3-90,4; этана 5,20-6,89; пропана 1,12-3,13; изобутана 0,39-0,53; бутана 0,31-0,57; изопентана 0,15-0,19; пентана 0,09-0,13; изогексана 0,02-0,09; гексана 0,01-0,03. Неуглеводородные компоненты составляют (об.%): азот 1,28-2,81; углекислый газ 0,44-0,80; водород 0,02-0,19; гелий от следовых до 0,01 и аргон 0,014-0,053. $\Sigma TУ$ изменяется от 5 до 15 об.%, отношение C_2/C_3 составляет от 1 до 15, K_3 изменяется от 50 до 300, а $K_{ж}$ от 5,4 до 18,2. Например, в газе залежи пласта БП₈ Северо-Губкинского месторождения $\Sigma TУ = 8,04$ -13,55 об.%; $C_2/C_3 = 6,8$ -8,0; $K_3 = 288,2$ -317,4 и $K_{ж} = 9,0$ -15,9. В целом, средние

характеристики состава газоконденсатных залежей слабо изменяются по юрско-меловому разрезу (Новиков и др., 2020; Novikov et al., 2023).

Нефтегазоконденсатные залежи имеют состав $C_1 > C_2 > C_3 > n-C_4 > i-C_4 > N_2 > CO_2 > i-C_5 > n-C_5 > i-C_6 > H_2 > n-C_6 > Ar > He$ и характеризуются еще более высокими средними содержаниями углеводородных компонентов (об.%): метана 72,8-77,2; этана 10,39-13,53; пропана 4,54-7,67; изобутана 1,05-2,13; бутана 1,10-1,81; изопентана 0,44-0,85; пентана 0,31-0,47; изогексана 0,07-0,43; гексана 0,04-0,22. Неуглеводородные компоненты представлены (об.%): азотом 0,31-2,73; углекислым газом 0,42-1,03; водородом от следовых до 0,18; гелием от следовых до 0,01 и аргоном от следовых до 0,025. В нефтегазоконденсатных залежах и залежах газовых шапок $\Sigma TУ$ составляет 10-30 об.%, отношение C_2/C_3 составляет от 0,6 до 7, K_3 изменяется от 20 до 330, а $K_{ж}$ от 15,0 до 45,9. К примеру, нефтегазоконденсатная залежь пласта БП₁₁ Тарасовского месторождения характеризуется значениями $\Sigma TУ = 20,78$ об.%; $C_2/C_3 = 1,18$; $K_3 = 79,0$ и $K_{ж} = 26,6$. На общем фоне залежи апт-альб-сеноманского нефтегазоносного комплекса имеют несколько более легкий состав гомологов метана (Новиков и др., 2020; Novikov et al., 2023).

Нефтегазоконденсатные залежи имеют состав $C_1 > C_2 > C_3 > n-C_4 > i-C_4 > N_2 > CO_2 > i-C_5 > n-C_5 > i-C_6 > H_2 > n-C_6 > Ar > He$ и характеризуются еще более высокими средними содержаниями углеводородных компонентов (об.%): метана 72,8-77,2; этана 10,39-13,53; пропана 4,54-7,67; изобутана 1,05-2,13; бутана 1,10-1,81; изопентана 0,44-0,85; пентана 0,31-0,47; изогексана 0,07-0,43; гексана 0,04-0,22. Неуглеводородные компоненты представлены (об.%): азотом 0,31-2,73; углекислым газом 0,42-1,03; водородом от следовых до 0,18; гелием от следовых до 0,01 и аргоном от следовых до 0,025. В нефтегазоконденсатных залежах и залежах газовых шапок $\Sigma TУ$ составляет 10-30 об.%, отношение C_2/C_3 составляет от 0,6 до 7, K_3 изменяется от 20 до 330, а $K_{ж}$ от 15,0 до 45,9. К примеру, нефтегазоконденсатная залежь пласта БП₁₁ Тарасовского месторождения характеризуется значениями $\Sigma TУ = 20,78$ об.%; $C_2/C_3 = 1,18$; $K_3 = 79,0$ и $K_{ж} = 26,6$. На общем фоне залежи апт-альб-сеноманского нефтегазоносного комплекса имеют несколько более легкий состав гомологов метана (Новиков и др., 2020; Novikov et al., 2023).

Таблица 6.1. – Средний состав газов в зависимости от фазового типа УВ залежи и НГК.

НГК	N ₂	CO ₂	H ₂	He	Ar	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	iC ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	iC ₅ H ₁₂	nC ₅ H ₁₂	iC ₆ H ₁₄	nC ₆ H ₁₄	Σ (ТУ)	ρВ
Газовые залежи (Г)																
I	1,79	0,44	0,03	0,008	0,025	96,5	1,00	0,13	0,08	0,06	0,03	0,0189	0,007	0,002	1,12	0,56
II	1,82	0,52	0,11	0,016	0,032	94,6	2,02	0,33	0,14	0,11	0,05	0,0279	0,030	0,004	2,54	0,60
III	2,35	0,43	0,18	0,013	0,026	96,6	0,46	0,02	0,00	0,00	–	–	–	–	0,48	0,57
IV	2,24	0,73	0,13	0,017	0,034	95,5	1,33	0,19	0,04	0,01	0,00	0,0001	–	–	1,55	0,58
Газоконденсатные залежи (ГК)																
I	1,28	0,80	0,02	0,008	0,014	90,4	5,20	1,12	0,51	0,31	0,19	0,0951	0,090	0,017	7,48	0,63
II	1,38	0,48	0,04	0,007	0,029	89,0	5,53	2,17	0,53	0,54	0,19	0,1235	0,060	0,031	9,13	0,64
III	2,81	0,47	0,04	0,014	0,053	85,3	6,89	3,13	0,49	0,55	0,17	0,1302	0,036	0,008	11,41	0,67
IV	2,01	0,44	0,19	0,008	0,044	88,8	5,70	2,28	0,39	0,57	0,15	0,1041	0,017	0,010	8,78	0,66
Нефтегазоконденсатные залежи (НГК)																
I	0,31	1,03	0,00	0,006	0,004	75,9	13,53	4,54	2,13	1,10	0,85	0,4658	0,428	0,222	23,15	0,76
II	1,03	0,49	0,08	0,007	0,020	77,2	10,39	6,42	1,53	1,81	0,59	0,3964	0,153	0,063	21,33	0,78
III	1,39	0,59	0,11	0,011	0,025	75,4	11,11	7,67	1,27	1,67	0,44	0,3114	0,082	0,037	22,60	0,79
IV	2,73	0,42	0,18	0,007	0,023	72,8	13,00	7,11	1,05	1,78	0,45	0,3452	0,073	0,040	23,84	0,77
Нефтяные залежи (Н)																
I	3,49	0,62	–	–	–	39,3	25,77	8,24	16,70	3,93	2,13	0,5812	0,253	0,081	57,68	1,16
II	0,50	0,42	0,02	0,003	0,016	40,7	14,91	18,08	10,74	9,75	3,27	1,4730	0,500	0,187	58,89	1,25
III	0,37	0,60	0,02	0,003	0,027	50,4	16,86	18,93	4,20	6,01	1,39	0,9125	0,220	0,098	48,63	1,07
IV	5,40	0,22	0,54	0,008	0,046	60,1	14,84	12,07	1,87	3,46	0,70	0,7090	0,127	0,064	33,84	0,86

Примечание: НГК - нефтегазоносный комплекс: I - апт-альб-сеноманский; II - неокомский; III - верхнеюрский; IV – ниже-среднеюрский; ρВ

- плотность по воздуху г/см³; – - нет данных.

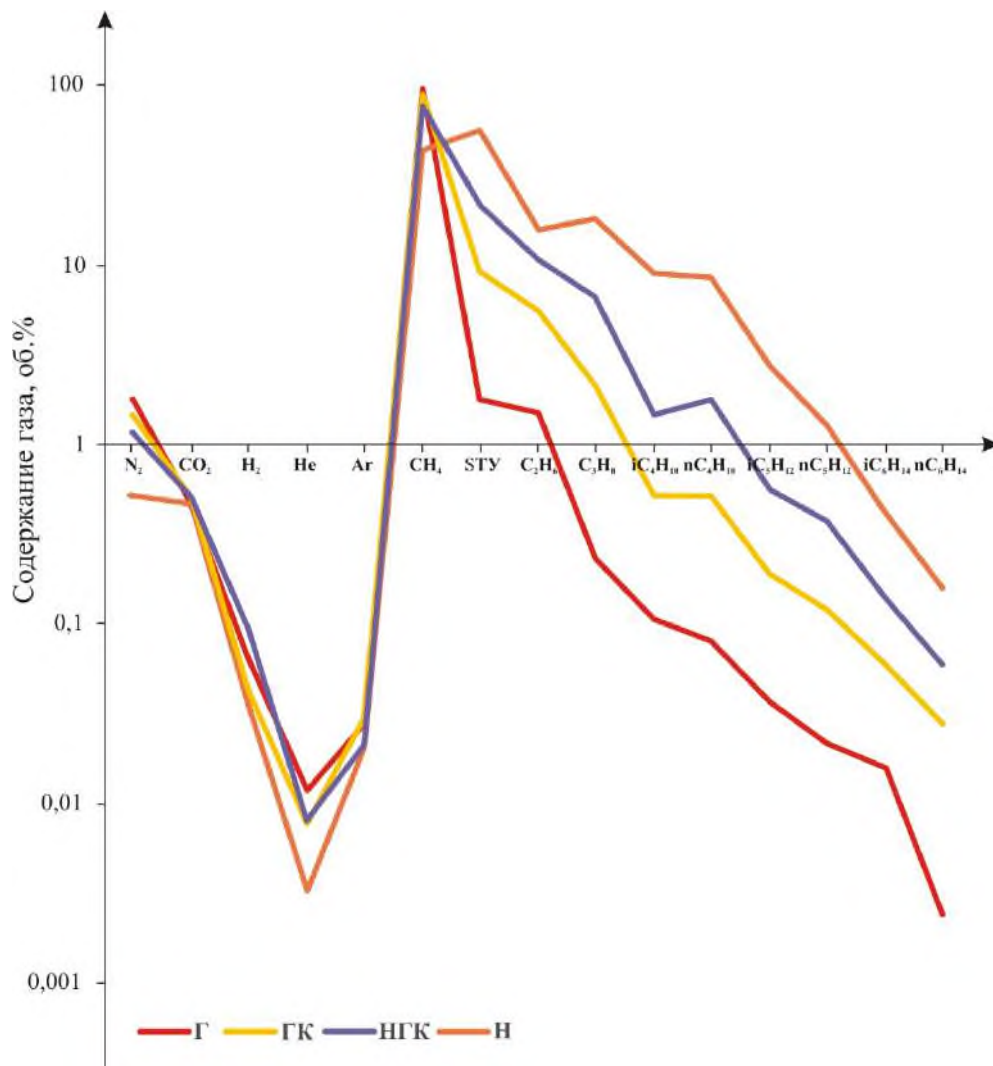


Рисунок 6.3. – Средний состав газов залежей УВ северных районов Западной Сибири.

Нефтяные залежи по составу растворенных газов представлены $C_1 > C_2 > C_3 > i-C_4 > n-C_4 > N_2 > H_2 > i-C_5 > n-C_5 > CO_2 > i-C_6 > n-C_6 > Ar > He$ и отличаются наиболее высокими концентрациями гомологов метана и характеризуются средними содержаниями (об.%): метана 39,3-60,1; этана 14,84-25,77; пропана 8,24-18,93; изобутана 1,87-16,70; бутана 3,46-9,75; изопентана 0,70-3,27; пентана 0,58-1,47; изогексана 0,12-0,50; гексана 0,06-0,19. Неуглеводородные компоненты представлены (об.%): азотом 0,37-5,40; углекислым газом 0,22-0,62; водородом 0,02-0,54; гелием в следовых количествах и аргоном от 0,02 до 0,05. В нефтяных залежах $\Sigma TУ$ составляет 30-95 об.%, отношение C_2/C_3 составляет от 0,1 до 5, K_3 изменяется от 5 до 120, а $K_ж$ от 43 до 600. Так, растворенные газы нефтяной залежи пласта БП₁₆ Восточно-Таркосалинского месторождения характеризуются значениями $\Sigma TУ = 31,97-42,84$ об.%; $C_2/C_3 = 1,01-2,25$; $K_3 = 67-96$ и $K_ж = 47-75$. Наиболее тяжелым составом растворенных газов характеризуют нефтяные залежи неокомского комплекса (Новиков и др., 2020; Novikov et al., 2023).

Как видно из таблицы 6.1, при практически одинаковых концентрациях неуглеводородных компонентов и доминировании в составе газовых залежей основных НГК метана, наибольшие различия выявлены в распределении его гомологов. Максимальные их содержания установлены в газах неокомского, а наименьшие в залежах верхнеюрского НГК. Так, средние концентрации в газах апт-альб-сеноманского НГК ниже, чем в неокомском: по этану в 2,03 раза; пропану – 2,58; бутану (изомерной и нормальной форме) от 1,71 до 1,89, пентану (изомерной и нормальной форме) от 1,47 до 1,54 и гексану (изомерной и нормальной форме) от 2,09 до 4,34 раз. Газы апт-альб-сеноманских отложений отличаются также наиболее низкими концентрациями водорода, гелия и аргона по сравнению с ниже залегающими НГК.

Установленные выше особенности наиболее ярко проявляются на картах, отражающих особенности геохимии газовых залежей (рис. 6.4). Так, содержание стабильного конденсата достигает максимальных значений в газовых залежах юрских НГК, составляя до 400 г/м³ и более. Высококонденсатные газы распространены в южных районах изучаемого региона. При этом в апт-альб-сеноманском НГК газы с содержанием конденсата более 85 г/м³ ограничены группой Тамбейских месторождений на севере и Пякяхинским месторождением на юго-востоке (рис. 6.4а). Отмеченная ранее связь содержаний ТУ с конденсатностью газов хорошо видна на примере неокомских и юрских НГК (рис. 6.4б-в). Например, в неокомском НГК область с высоким (более 350 г/м³) содержанием стабильного конденсата трассируется изолинией $\Sigma\text{ТУ} = 15$ об.%. Подобная аномалия выявлена и в пределах юрских НГК в юго-восточной области территории картопостроения. Закартированы области распространения газов с повышенным содержанием в составе доли неуглеводородных компонентов: азота свыше 2,5 об.% и углекислого газа более 1 об.%. Как правило, эти зоны взаимосвязаны (Новиков и др., 2020; Novikov et al., 2023).

Резюмируя вышесказанное, отметим, что основные запасы газа в изучаемом регионе сконцентрированы на глубинах 1000-1500 м. Среднее содержание стабильного конденсата в рассматриваемых месторождениях закономерно увеличивается с ростом пластовых температур и давлений от 45,9 г/м³ в залежах апт-альб-сеноманского комплекса до 209,7 г/м³ в залежах юрского возраста. Аномальными значениями (более 500 г/м³) характеризуются отдельные неокомские и юрские залежи. Газы практически всех изученных залежей УВ характеризуются преобладанием в составе (до 90-99 об. %) углеводородов метанового ряда. Основным компонентом, генетически наиболее близким к метану, является этан. Пропан, бутан и более тяжелые гомологи характерны для газоконденсатных, нефтегазоконденсатных и нефтяных залежей. Газовые залежи имеют состав $\text{C}_1 > \text{N}_2 > \text{C}_2 > \text{CO}_2 > \text{C}_3 > \text{H}_2 > \text{i-C}_4 > \text{n-C}_4 > \text{Ar} > \text{i-C}_5 > \text{He} > \text{n-C}_5 > \text{i-C}_6 > \text{n-C}_6$; газоконденсатные – $\text{C}_1 > \text{C}_2 > \text{C}_3 > \text{N}_2 > \text{CO}_2 > \text{n-C}_4 > \text{i-C}_4 > \text{i-C}_5 > \text{n-C}_5 > \text{H}_2 > \text{i-C}_6 > \text{Ar} > \text{n-C}_6 > \text{He}$; нефтегазоконденсатные – $\text{C}_1 > \text{C}_2 > \text{C}_3 > \text{n-C}_4 > \text{i-C}_4 > \text{N}_2 > \text{CO}_2 > \text{i-C}_5 > \text{n-}$

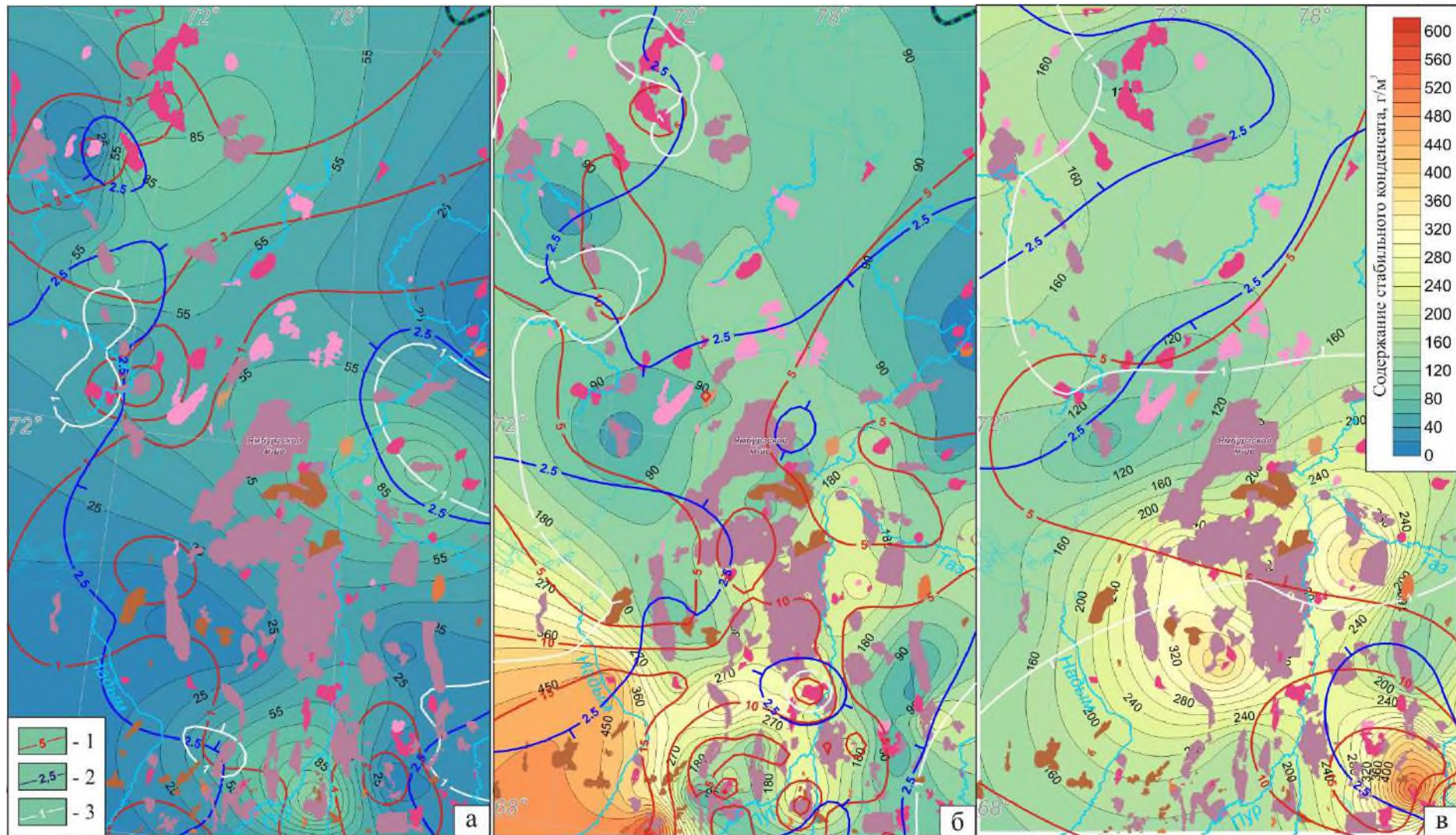


Рисунок 6.4. – Карты средних содержаний стабильного конденсата, тяжелых углеводородов, азота и углекислого газа в газовых залежах апт-альб-сеноманского (а), неокомского (б) и юрских комплексов (в). Содержание газов: 1 – Σ ТУ; 2 – азота; 3 – углекислого газа.

$C_5 > i-C_6 > H_2 > n-C_6 > Ar > He$ и нефтяные (растворенные газы) – $C_1 > C_2 > C_3 > i-C_4 > n-C_4 > N_2 > H_2 > i-C_5 > n-C_5 > CO_2 > i-C_6 > n-C_6 > Ar > He$ (Новиков и др., 2020; Novikov et al., 2023).

6.2. Геохимия водорастворенных газов нефтегазоносных отложений

Водорастворенные газы (ВРГ) северных районов Западной Сибири изучаются со второй половины прошлого века. Первые материалы, полученные при геологоразведочных работах на нефть и газ, были обобщены в работах М.С. Гуревича и Н.Н. Ростовцева (Ростовцев, Равдоникас, 1958). В последующие годы Н.М. Кругликовым, Л.М. Зорькиным, А.Э. Конторовичем, Б.П. Ставицким, А.А. Карцевым, В.М. Матусевичем, А.А. Розиным и многими другими исследователями рассматривались важные вопросы, касающиеся изучения состава и зональности ВРГ, диффузионного рассеяния газа из залежей углеводородов (УВ), а также условия генерации газов, выделения их из подземных вод и формирования газовых залежей (Кругликов, 1964; Конторович, Зимин, 1968; Гидрогеология..., 1970; Кругликов и др., 1985; Карцев и др., 1986; Ставицкий и др., 2004; Матусевич и др., 2005; Курчиков, Плавник, 2009).

Изучение ВРГ, несущих информацию о региональных условиях образования и сохранения залежей нефти и газа, а также процессах взаимодействия в системе вода – газ, открывает новые возможности для решения задач прогноза нефтегазоносности и оценки продуктивности слабоизученных структур и площадей (Новиков, 2019; Новиков, Борисов, 2021а; Новиков, Борисов, 2021б). Рассмотрим подробнее геохимические особенности ВРГ зоны сочленения Западно-Сибирского и Енисей-Хатангского бассейнов. Гидрогеологический разрез мезозойских отложений этой зоны характеризуется сложнопостроенным гидрогеохимическим полем. Наблюдается инверсионная гидрогеохимическая зональность, детально изученная в работах прошлых лет (Гинсбург, Иванова, 1977; Кох, Новиков, 2014). При этом, установлена прямая газовая зональность, которая проявлена в увеличении средних значений общей газонасыщенности подземных вод с глубиной: от $0,3 \text{ дм}^3/\text{дм}^3$ в верхах апт-альб-сеноманского до $4,6 \text{ дм}^3/\text{дм}^3$ в резервуарах ниже-среднеюрского водоносных комплексов. Состав ВРГ метановый, отмечается рост его гомологов от 1,44 об.% в апт-альб-сеноманском водоносном комплексе до 6,66 об.% в ниже-среднеюрском (средние значения по комплексу). Согласно классификации Л.М. Зорькина (Зорькин и др., 1982) ВРГ изучаемого района представлены всеми четырьмя классами углеводородного типа по содержанию тяжелых углеводородов ($\Sigma TУ$), об. %: сухим ($\Sigma TУ < 1$), тощим ($\Sigma TУ = 1-3$), полужирным ($\Sigma TУ = 3-5$) и жирным ($\Sigma TУ > 5$) (рис. 6.5). Доминируют ВРГ жирного углеводородного класса, которые распространены преимущественно в резервуарах неокомского и ниже-среднеюрского водоносных комплексов. Остановимся подробнее на характеристике состава ВРГ. Учитывая большой массив данных по геохимии водорастворенных газов в таблице 6.2 в работе приводятся только типовые пробы.

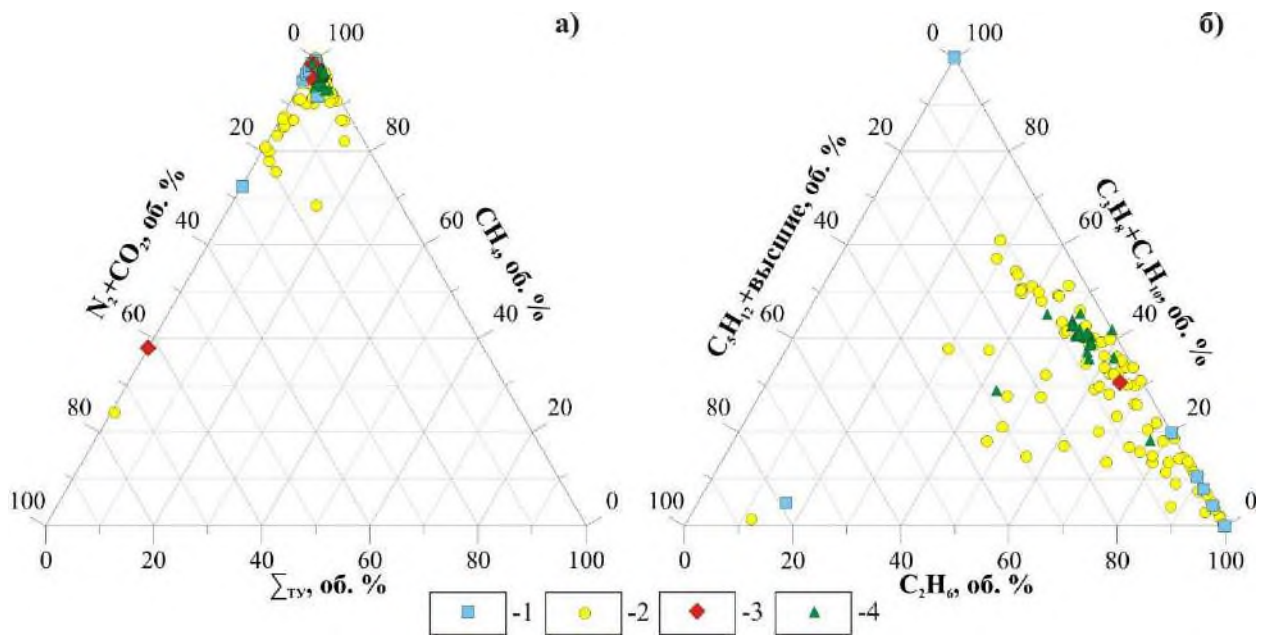


Рисунок 6.5. – Диаграммы общего состава (а) и состава тяжелой углеводородной фракции ВРГ зоны сочленения Енисей-Хатангского и Западно-Сибирского бассейнов.

Водоносные комплексы: 1 – апт-альб-сеноманский, 2 – неокомский, 3 – верхнеюрский, 4 – нижне-среднеюрский.

В составе ВРГ *апт-альб-сеноманского водоносного комплекса* преобладает метан с содержанием 90,8-98,9 об.%. В периферийных районах выявлены газы с существенной долей азота до 30 об.% и более. Такая картина в целом характерна для всего ЗСОБ. Так, например, в пределах Приуральской НГО, расположенной в его северо-западной части, содержание N_2 достигает 10-20 об.%, что свидетельствует о региональной промытости этих отложений инфильтрационными водами в прибортовых районах (Novikov, Sukhorukova, 2015). Доминирует сухой углеводородный класс с содержанием $\Sigma\text{ТУ}$ в составе ВРГ менее 1,0 об.%. На этом фоне установлены единичные объекты, относящиеся к тощему углеводородному классу на Озерной площади ($\Sigma\text{ТУ} = 1,11\text{-}2,15$ об.%) в Енисей-Хатангском осадочном бассейне (ЕХОБ) и Тагульской (1,41 об.%) в ЗСОБ; полужирному – на Озерной площади (3,76 об.% в скв. 7, интервал 1170-1177 м); жирному – на Лодочной площади, с содержанием $\Sigma\text{ТУ}$ 5,3 об.%. Необходимо отметить, что в арктических районах Надым-Тазовской НГО содержание гомологов метана достигает более высоких значений: 10,19 об.% на Северо-Иохтурском, 3,36-7,72 об.% на Береговом и 5,21 об.% Харампурском месторождениях (Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, 2019). Содержание CO_2 по комплексу варьирует в интервале 0,03-1,51 об.%, N_2 – 0,35-3,81 об.%, H_2 – 0,01-0,08 об.%. Концентрации аргона не превышают 0,03 об.%, гелий содержится в следовых количествах.

Таблица 6.2. – Типовые пробы водорастворенных газов нефтегазоносных отложений зоны сочленения Енисей-Хатангского и Западно-Сибирского бассейнов.

Площадь, № скв.	Элементный состав, об. %											ΣТУ	ΣУВ N ₂	CH ₄ ΣТУ	C ₂ H ₆ C ₃ H ₈	iC ₄ H ₁₀ nC ₄ H ₁₀
	CO ₂	N ₂	He	Ar	H ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	C ₅ H ₁₂	C ₆ H ₁₄					
Апт-альб-сеноманский водоносный комплекс																
Восточно-Мессояхская, 35	0,00	1,73	-	0,001	-	98,9	0,00	0,018	0,01	0,00	-	0,03	57	3508	-	0,4
Горчинская, 1	0,10	1,53	-	-	0,08	98,3	-	-	-	-	-	0,00	64	-	-	-
Западно-Мессояхская, 21	0,00	0,40	0	0,001	0,00	98,9	0,61	0,14	0,01	0,00	-	0,76	286	130	4	2,7
Лодочная,5	1,51	2,40	-	0,030	0,01	90,8	0,87	0,01	0,15	4,17	-	5,30	40	17	87	48,0
Озерная, 7	0,06	2,57	-	-	-	95,2	2,06	0,05	0,04	-	-	2,15	38	44	41	1,0
Пеляткинская, 14	0,05	1,14	-	-	-	98,7	0,08	-	-	-	-	0,08	87	1234	-	-
Тагульская, 11	0,10	1,97	-	-	-	96,5	1,41	-	-	-	-	1,41	50	68	-	-
Неокомский водоносный комплекс																
Верхнекубинская, 2	-	14,94	0,0070	-	1,613	80,1	2,31	0,53	0,33	0,13	-	3,30	6	24	4	0,7
Горчинская, 1	-	13,05	0,0110	-	0,360	83,4	1,80	0,62	0,46	0,16	-	3,19	7	26	3	0,7
Дерябинская, 13	0,35	9,98	0,0010	-	0,001	82,2	5,14	1,67	0,58	0,12	-	7,51	9	11	3	0,6
Лодочная, 6	-	0,81	-	-	0,550	95,6	1,89	0,48	0,42	0,29	-	3,08	122	31	4	3,7
Нанадянская, 310	-	3,74	0,1000	-	0,400	92,8	0,89	0,29	0,83	0,81	0,15	2,97	26	31	3	3,3
Озерная, 4	0,65	17,65	-	-	-	78,2	2,14	0,33	0,70	0,29	-	3,46	5	23	6	3,1
Пеляткинская, 5	1,43	0,93	0,1000	-	0,200	93,4	2,80	0,12	0,41	0,60	-	3,93	105	24	23	1,1
Средне-Яровская, 1	0,26	3,32	-	-	0,103	91,4	3,61	0,45	0,38	0,46	-	4,89	29	17	8	0,4
Сузунская, 17	0,15	1,91	0,0210	-	0,002	94,3	1,82	0,86	0,66	0,33	-	3,66	51	26	2	0,6
Южно-Носковская, 318	-	7,03	-	-	-	89,1	2,38	0,41	0,24	0,82	-	3,85	13	23	6	0,5
Верхнеюрский водоносный комплекс																
Большелайдинская, 1	-	1,30	0,0140	-	-	98,7	-	-	-	-	-	0,00	76	-	-	-
Южно-Соленинская, 24	0,16	2,56	0,0050	-	-	92,1	3,36	1,11	0,46	0,22	-	5,15	38	18	3	0,8
Нижне-среднеюрский водоносный комплекс																
Дерябинская, 5	0,52	-	-	-	0,016	92,4	3,81	1,85	0,97	0,42	-	7,05	-	13	2	0,7
Дерябинская,5	0,13	-	0,0002	-	-	93,6	3,31	1,62	0,93	0,46	-	6,32	-	15	2	0,6
Семеновская,2	-	-	0,0200	-	-	88,1	9,18	1,78	0,36	0,56	-	11,88	-	7	5	-
Средне-Яровская, 4	-	0,88	0,5000	-	0,400	86,0	6,72	3,30	1,60	0,57	-	12,19	112	7	2	0,7
Сузунская, 4	0,50	1,20	-	0,030	0,020	88,1	5,14	3,00	1,58	0,43	-	10,15	82	9	2	0,9
Турковская, 2	-	0,64	0,4000	-	0,190	94,9	1,69	0,25	0,87	0,92	-	3,89	154	24	7	0,6
Ушаковская,1	-	0,74	-	-	1,300	91,2	3,89	1,34	1,07	0,50	-	6,80	132	13	3	0,6
Хабейская, 1	0,30	2,90	-	-	-	89,4	4,57	1,55	1,10	0,19	-	7,41	33	12	3	0,3
Южно-Соленинская, 25	1,56	-	-	-	0,007	91,1	3,29	1,79	1,52	0,75	-	7,35	-	12	2	0,8

Примечание: «-» - нет данных.

Неокомский водоносный комплекс, как и вышезалегающий апт-альб-сеноманский, характеризуется метановым составом ВРГ углеводородного класса. Содержание метана изменяется в широком диапазоне от 64,4 до 99,9 об.%. На этом фоне выделяется объект в скв. 310 Нанадянской площади, где его концентрация равна 24,1 об.%. Помимо невысокого содержания CH_4 ВРГ этой площади также характеризуются крайне низкими значениями ΣTU до 0,69 об.% и высокими N_2 , достигающими 74,5 об.%, что может свидетельствовать о промытости этой зоны инфильтрационными водами (Новиков, Борисов, 2021а). Ниже по разрезу этого не отмечается и в составе ВРГ преобладают углеводородные компоненты с содержанием азота до 3,2-3,7 об.%. Превалируют полужирный и жирный углеводородные классы с содержанием ΣTU в составе ВРГ более 3,0 об.%. Максимальные концентрации ΣTU отмечены в приконтурных водах газоконденсатных и нефтяных залежей Пеляткинского, Дерябинского, Сузунского и других месторождений, где они изменяются в интервале от 5,29 до 17,70 об.%. Для сравнения в соседней Надым-Тазовской НГО содержания гомологов метана достигают более высоких значений от 27,9 до 30,9 об.% на Вынгаяхинском; 31,7-32,4 об.% на Тарасовском; 24,3-32,4 об.% на Западно-Таркосалинском; 25,9-31,6 об.% на Усть-Харампурском; 25,1-31,4 об.% на Комсомольском и 25,8-31,6 об.% на Пангодинском месторождениях (Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, 2019). В целом по комплексу, в составе водорастворенного газа среднее содержание N_2 обычно не превышает 4-6 об.%, лишь в отдельных интервалах Верхнекубинской, Горчинской, Нанадянской, Средне-Яровской, Озерной, Сузунской, Токачинской и Яровской площадей отмечены его концентрации более 10 об.% (Новиков, Борисов, 2021а).

Концентрации CO_2 составляют 0,02-3,52 об.% (чаще десятые доли процента); H_2 изменяются от следовых до 2,13 об.%, в среднем составляя 0,21 об.%. В единичных пробах содержания аргона составляют 0,02 об.%. Обычно содержания гелия в составе ВРГ не превышают сотых долей процента. Однако, детальный анализ имеющихся данных выявил группу объектов с аномальными значениями He от 0,5 до 0,9 об.% в группе скважин расположенных близ северо-западного склона Малохетской наклонной гряды (Аномальная, Пеляткинская и Средне-Яровская площади). Природа этой аномалии требует дальнейшего изучения (Новиков, Борисов, 2021а).

ВРГ *верхнеюрского водоносного комплекса* изучаемого региона характеризуются крайне низкой степенью изученности. К настоящему времени имеется всего три пробы водорастворенных газов, одна из которых отобрана в пределах ЕХОБ (скв. 1 Рассохинской площади), вторая в пределах Малохетской наклонной гряды (скв. 24 Южно-Соленинской площади) и третья проба – в пределах ЗСОБ (скв. 1 Большелайдинской площади). При этом в составе ВРГ Рассохинской площади доминирует азот (61,37 об.%), что свидетельствует о промыве древними инфильтрационными водами верхнеюрских отложений. В оставшихся двух

пробах преобладает метан (92,1-98,7 об.%); содержания N_2 составляют 1,30-2,56 об.%; CO_2 – 0,16 об.% (Южно-Соленинская площадь) и He – 0,005-0,014 об.%. Содержание гомологов метана установлено лишь в скв. 24 Южно-Соленинской площади и равно 5,15 об.%. Имеющиеся данные позволяют отнести ВРГ изученных проб верхнеюрского комплекса к сухому (скв. 1 Большелайдинской площади) и жирному (скв. 24 Южно-Соленинской площади) углеводородным классам (Новиков, Борисов, 2021а).

Как и в вышележащих отложениях, в пределах *нижне-среднеюрского водоносного комплекса* развиты ВРГ метанового состава углеводородного класса. В исследуемом регионе доминирует жирный тип ВРГ с содержанием гомологов метана более 5 об.%. Исключением является проба из скв. 2 Турковской площади, где $\Sigma TУ$ составляет 3,89 об.%. Содержание метана варьирует от 86,0 до 94,9 об.%, в среднем составляя 92,4 об.%. Концентрации $\Sigma TУ$ изменяются в диапазоне 3,89-12,19 об.%. Максимальные их значения установлены на Сузунской (10,15 об.%), Семеновской (11,88 об.%) и Средне-Яровской (12,19 об.%) площадях. Для остальных изученных объектов средние величины $\Sigma TУ$ составляют 6,32 об.%. В сравнении ВРГ нижне-среднеюрских резервуаров Надым-Тазовской НГО отличаются более высокими содержаниями $\Sigma TУ$, которые в отдельных интервалах достигают 30,1 об.% (Шварцев, Новиков, 2004; Новиков, 2019). Среди тяжелых углеводородов преобладает этан с его содержаниями 1,69-9,18 об.%. Концентрации C_3H_8 не превышают 3,30 об.%; $i-C_4H_{10}$ – 0,76 об.%; $n-C_4H_{10}$ – 0,93 об.%; $i-C_5H_{12}$ – 0,56 об.%; $n-C_5H_{12}$ – 0,80 об.% и C_6H_{14} – 0,16 об.%. Содержания N_2 изменяются от 0,64 до 2,9 об.%, при среднем – 1,4 об.%; CO_2 от 0,10 до 1,56 об.%, при среднем – 0,37 об.%. Концентрации H_2 в ВРГ составляют от тысячных долей до 1,3 об.%, благородных газов: He от следовых до 0,02 об.% и Ar не превышают 0,03 об.%. Обращают на себя внимание аномально обогащенные гелием пробы из ранее отмеченного района на северо-западном склоне Малохетской наклонной гряды (Средне-Яровская и Турковская площади), где его концентрации составляют 0,4-0,5 об.%.

Сравнительный анализ состава ВРГ юрско-неокомских отложений выявил схожие спектры распределения средних содержаний газов (рис. 6.6а). ВРГ апт-альб-сеноманских отложений характеризуются более низкими концентрациями гомологов метана. Средние содержания отличаются по C_2H_6 в 2,7 раза; C_3H_8 – в 18,9; $i-C_4H_{10}$ – в 4,9; $n-C_4H_{10}$ – в 42,5 и C_5H_{12} – в 66,6. ВРГ верхнеюрских резервуаров также имеют относительно более легкий состав гомологов по сравнению с нижне-среднеюрскими и неокомскими. Разница в концентрациях варьирует от 0,95 до 2,56 раз. Это обстоятельство свидетельствует о большей промытости верхнеюрских пород древними инфильтрационными водами на восточном борту ЕХОБ (Кох, Новиков, 2014; Борисов, 2019; Новиков, Борисов, 2021а). В осевой части ЕХОБ верхнеюрский комплекс представлен глинами гольчихинской свиты, служившей основной нефтепроизводящей толщей для выше- и нижезалегающих неокомских и нижне-среднеюрских резервуаров



Рисунок 6.6. – Средний состав ВРГ нефтегазоносных отложений зоны сочленения Енисей-Хатангского и Западно-Сибирского бассейнов с учетом основных геохимических коэффициентов ($\text{CH}_4/\Sigma\text{C}_5\text{H}_{12}$, $\text{C}_2\text{H}_6/\text{C}_3\text{H}_8$ и $i\text{-C}_4\text{H}_{10}/n\text{-C}_4\text{H}_{10}$).

а) водоносные комплексы: 1 – апт-альб-сеноманский, 2 – неокомский, 3 – верхнеюрский, 4 – нижне-среднеюрский.

б-в) изученные районы: 1 – Енисей-Хатангский бассейн, 2 – Мессояхская наклонная гряда, 3 – Западно-Сибирский бассейн.

(Никитенко и др., 2020), что объясняет наибольшую степень родства состава ВРГ этих комплексов. Установленные закономерности подтверждаются величинами основных геохимических коэффициентов (см. рис. 6.6а) (Новиков, Борисов, 2021а).

Дальнейший анализ ВРГ неокомского и ниже-среднеюрского водоносных комплексов показал, что имеющиеся данные делятся на три однородные геохимические совокупности, территориально приуроченные к трем крупнейшим тектоническим элементам исследуемого региона: Енисей-Хатангскому региональному прогибу, Западно-Сибирской гемиянтеклизе и разделяющей их Мессояхской наклонной гряде (МНГ). Состав ВРГ неокомских резервуаров МНГ отличается более низкими по сравнению с ЕХОБ и ЗСОБ содержаниями ΣTU и повышенными концентрациями водорода до 0,5 об.% (см. рис. 6.6б). Состав ВРГ ниже-среднеюрского водоносного комплекса в целом схож на всей исследуемой территории. Незначительные отличия наблюдаются по среднему содержанию водорода и гомологов метана (см. рис. 6.6в). При этом, воды ЗСОБ в большей степени обогащены этаном, пропаном и бутаном. Как отмечалось выше, в зоне сочленения ЕХОБ и ЗСОБ развит нормальный (прямой) тип зональности ВРГ. С глубиной наблюдается монотонное снижение концентраций азота и метана, что сопровождается закономерным ростом содержаний гомологов метана и углекислого газа (рис. 6.7а-г). Так, средние концентрации метана изменяются от 94,0 об.% в апт-альб-сеноманском комплексе до 92,6 об.% в водах ниже-среднеюрских резервуаров. Минимальные концентрации метана характеризуют ВРГ неокома, с его содержанием 88,9 об.%. Средние концентрации азота изменяются от 4,3-5,1 об.% в меловых комплексах до 1,4-1,9 об.% в юрских. Средние значения ΣTU растут от 1,44 об.% в апт-альб-сеноманских резервуарах до 6,66 об.% в отложениях нижней и средней юры (рис. 6.7г). При этом, доминирует среди гомологов этан. Его средние концентрации постепенно растут с глубиной и составляют 1,18 об.% в апт-альб-сеноманском комплексе; 2,81 об.% – в неокомском; 3,36 об.% – в верхнеюрском и 3,64 об.% – в ниже-среднеюрском. Поведение пропана, бутана, пентана и гексана носит более сложный характер: в максимальной степени ими обогащены воды неокомских резервуаров (см. рис. 6.6а). Схожее распределение по разрезу имеют и средние содержания углекислого газа, которые варьируют в узком интервале 0,16-0,48 об.%. Установлено, что с глубиной происходит закономерный рост от апт-альб-сеноманских резервуаров к юрским средних значений коэффициента обогащенности углеводородами (от 37 до 154) и снижение отношений $\text{CH}_4/\Sigma\text{TU}$ (от 130 до 7), $\text{C}_2\text{H}_6/\text{C}_3\text{H}_8$ (от 41 до 2) и $i\text{-C}_4\text{H}_{10}/n\text{-C}_4\text{H}_{10}$ (от 2,6 до 0,6) (см. рис. 6.7д-з) (Новиков, Борисов, 2021а).

Таким образом, по результатам проведенных исследований установлено, что с увеличением глубины залегания и возраста нефтегазоносных комплексов в зоне сочленения Енисей-Хатангского и Западно-Сибирского осадочных бассейнов возрастает время рассеяния

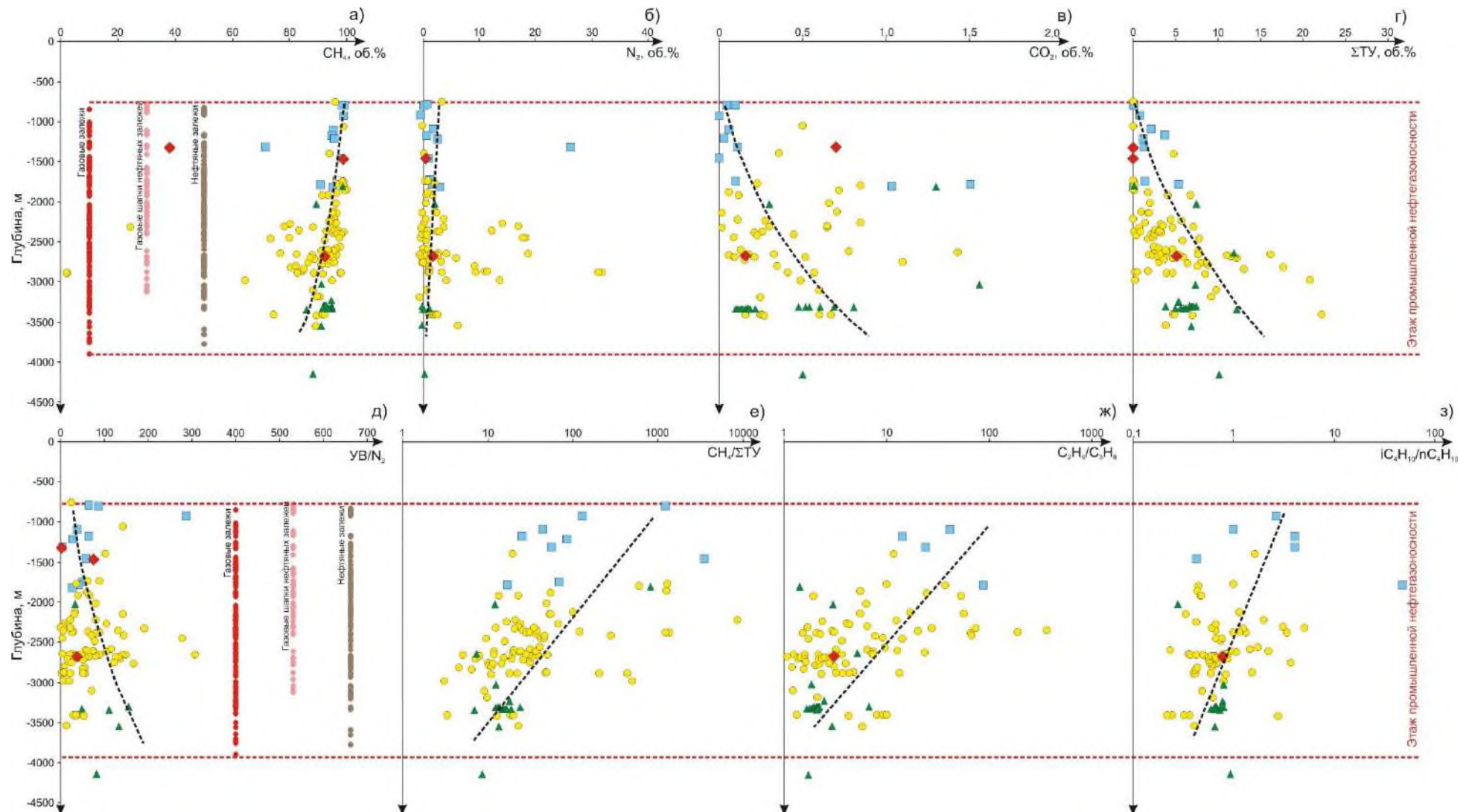


Рисунок 6.7. – Изменение с глубиной содержаний CH_4 (а), N_2 (б), CO_2 (в), ΣTU (г) и коэффициентов $\text{УВ}/\text{N}_2$ (д), $\text{CH}_4/\Sigma \text{TU}$ (е), $\text{C}_2\text{H}_6/\text{C}_3\text{H}_8$ (ж), $i\text{-C}_4\text{H}_{10}/n\text{-C}_4\text{H}_{10}$ (з) в ВРГ зоны сочленения Енисей-Хатангского и Западно-Сибирского бассейнов. Условные обозначения см. рис. 6.5.

углеводородов из залежей, сформированных на прошлых этапах геохимического развития системы вода-газ. С ужесточением термобарического поля уровень генерации углеводородов продолжает оставаться высоким, что сопровождается смещением процессов газообразования в сторону жидких компонентов и гомологов метана. Поэтому обнаружение высокогазонасыщенных вод (до $4,6 \text{ дм}^3/\text{дм}^3$) в ниже-среднеюрских резервуарах, обогащенных гомологами метана, является закономерным и позволяет весьма высоко оценивать их перспективы. Для исследуемого района установлена схожесть составов ВРГ неокомских и юрских резервуаров ($C_1 > N_2 > C_2 > C_3 > n-C_4 > i-C_4 > CO_2 > i-C_5 > n-C_5$). ВРГ апт-альб-сеноманских отложений отличаются более низкими содержаниями гомологов метана ($C_1 > N_2 > C_2 > CO_2 > C_3 > i-C_4 > n-C_4 > i-C_5 > n-C_5$), с величиной $\Sigma TУ$ равной 1,44 об.%. Вертикальная зональность состава ВРГ во многом определяется палеогидрогеологической историей вмещающих отложений и настоящим распределением залежей углеводородов в юрско-меловом разрезе. Выявлена и локализована гелиевая аномалия на северо-западном склоне Мессояхской наклонной гряды в пределах небольшой территории, ограниченной Аномальной, Турковской, Пеляткинской и Средне-Ярвской площадями. Содержания Не в границах зоны отличаются на несколько математических порядков от фоновых значений, типичных для территории исследования, и составляют 0,4-0,9 об.%. Природа аномалии требует дальнейшего детального изучения.

6.3. Степень насыщения подземных вод газами

Проведённые детальные расчёты показали, что насыщение подземных вод газами носит сложный и неодинаковый характер. По степени насыщения подземных вод газами (K_2) в пределах всех изученных гидрогеологических комплексов установлены горизонты с водами от низко (менее 0,2) до предельно насыщенных (0,8-1,0) газами (рис. 6.8) (Новиков, 2009; Новиков, 2015; Новиков, 2017; Новиков, 2018; Novikov, 2018; Novikov et al., 2021, Novikov, 2022).

Апт-альб-сеноманский водоносный комплекс. Степень насыщения подземных вод газами рассчитывалась для залежей Арктического, Губкинского, Заполярного, Медвежьего и ряда других месторождений. Так, в пределах пласта ПК₁, к которому приурочены уникальные по запасам газовые залежи сеноманского возраста доминируют насыщенные газами воды с величиной коэффициента общего газонасыщения K_2 от 0,80 до 1,00 (табл. 6.3). Воды относятся преимущественно к хлоридному натриевому типу (по С.А. Щукареву), с величиной общей минерализации до 20 г/дм^3 и газонасыщенностью 1,5-2,5 л/л. Состав ВРГ метановый, с содержанием метана в среднем около 98,5 об.%. Все другие газы, кроме азота (0,5-1,5 об.%) содержатся еще в меньших количествах. В направлении от структур Ямало-Карской депрессии к окраинам ЗСОБ величина общей газонасыщенности подземных вод и K_2 значительно снижается до 0,1-0,5 л/л и 0,05-0,2 соответственно, а состав газов меняется на метаново-азотный и азотно-метановый.

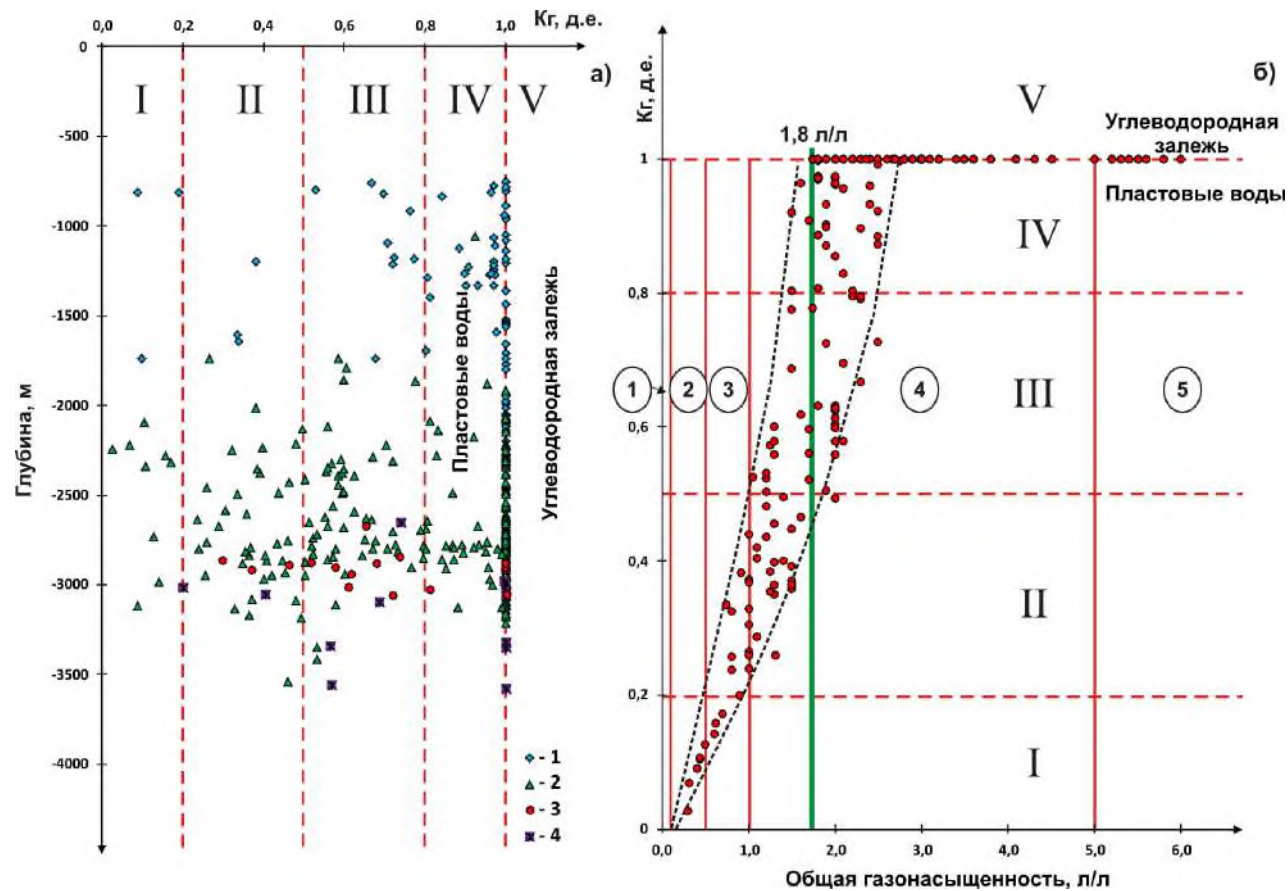


Рисунок 6.8. – Изменение коэффициента насыщения вод газами (K_g) с глубиной (а) и от величины общей газонасыщенности подземных вод (б).

а) Зоны по величине коэффициента насыщения вод газами: I - низкого, II - среднего, III - высокого, IV – предельно насыщенные, V – углеводородная залежь; коэффициент насыщения вод газами (K_g) в объектах основных гидрогеологических комплексов: 1 – апт-альб-сеноманского, 2 – неокомского, 3 – верхнеюрского, 4 – ниже-среднеюрского.

б) Зоны по величине общей газонасыщенности подземных вод (л/л): 1 – весьма низкой (< 0,1), 2 – низкой (0,1-0,5), 3 – средней (0,5-1), 4 – высокой (1-5), 5 – весьма высокой (> 5).

Таблица 6.3. – Степень насыщения пластовых вод газами (K_2) сеноманского водоносного горизонта северных районов Западной Сибири.

Месторождение	K_2	Месторождение	K_2
Айваседопуровское	1,00	Медвежье	0,91-1,00
Арктическое	1,00	Мессояхское	1,00
Вынга-Пуровское	1,00	Русское	0,77
Вынга-Яхинское	0,97	Тазовское	1,00
Губкинское	0,96	Тасийское	1,00
Етыпуровское	0,84	Уренгойское	0,90-0,97
Заполярье	0,81	Юбилейное	0,89
Комсомольское	1,00	Южно-Русское	0,99
Крузенштернское	1,00	Ямсовейское	0,97-1,00

величиной коэффициента общего газонасыщения K_2 от 0,80 до 1,00 (табл. 6.3). Воды относятся преимущественно к хлоридному натриевому типу (по С.А. Щукареву), с величиной общей минерализации до 20 г/дм³ и газонасыщенностью 1,5-2,5 л/л. Состав ВРГ метановый, с содержанием метана в среднем около 98,5 об.%. Все другие газы, кроме азота (0,5-1,5 об.%) содержатся еще в меньших количествах. В направлении от структур Ямало-Карской депрессии к окраинам ЗСОБ величина общей газонасыщенности подземных вод и K_2 значительно снижается до 0,1-0,5 л/л и 0,05-0,2 соответственно, а состав газов меняется на метаново-азотный и азотно-метановый.

В ниже залегающих горизонтах ситуация несколько иная. В целом, в центральных районах Ямало-Карской депрессии на Медвежьем, Уренгойском, Вынга-Пуровском и других месторождениях доминируют воды с величиной K_2 варьирующей в интервале 0,8-1,0. При этом на ряде площадей установлены воды с низким насыщением вод газами. Так, в пласте ПК₁₅ Удмуртского месторождения выявлены воды хлоридно-натриевого состава низкой минерализации 3,3-6,3 г/дм³. ВРГ имеют метановый состав с содержанием метана 96,3-97,2 об.% и азота от 2,6 до 3,4 об.%. Общая газонасыщенность подземных вод в пределах пласта меняется в значительных пределах и составляет 0,3-1,5 л/л. Величина насыщения подземных вод газами K_2 колеблется от 0,08 до 0,10. Наиболее полно (пласты ПК₁₃, ПК₁₄, ПК₁₅ и ПК₁₆) было изучено Харампурское месторождение. В их пределах распространены воды хлоридного натриевого состава с величиной общей минерализации от 10,7-10,9 (пласты ПК₁₃, ПК₁₅) до 15,0-17,8 (пласты ПК₁₄, ПК₁₆). ВРГ пластов имеют повсеместно метановый состав с содержанием метана от 97,4-97,9 об.% (пласт ПК₁₃) до 84,3-90,0 об.% (пласт ПК₁₆), содержания азота не превышают 2,2 об.%, вниз по разрезу закономерно снижается доля метана и возрастает содержание его гомологов до 1,5-5,0 об.% в пласте ПК₁₆. Следует также отметить рост с глубиной газонасыщенности подземных вод от 1,0-2,2 до 1,5-3,0 л/л. Степень насыщения пластовых вод газами (K_2) изменяется в значительных пределах и варьирует от 0,34 до 1,00. Минимальные ее значения

приурочены к пластам ПК₁₃ (0,34-0,98) и ПК₁₅ (0,33-0,34), а максимальные к пласту ПК₁₆ (0,68-1,00), при испытании которого в скв. 339 в интервале 1798-1808 получен приток газа, дебиты которого в зависимости от диаметра штуцера варьируют в интервале 451,4 – 584,6 тыс. м³/сут. В изученных пластах апт-альб-сеноманского комплекса в сопредельных районах Енисей-Хатангского регионального прогиба на Озерном и Пеляткинском месторождениях величина K_2 составляет 0,71-0,73 и 0,53-0,70 соответственно, а на Нерстинском месторождении, расположенном на полуострове Ямал не превышает 0,19 (Новиков, Лепокуров, 2004; Новиков, 2017; Новиков, 2020; Novikov, 2020; Novikov, 2022).

Неокомский гидрогеологический комплекс. Вследствие того, что к комплексу приурочены основные запасы нефти, он оказался наиболее изученным и охарактеризованным большим фактическим материалом. Расчёт степени насыщения подземных вод газами проводился по пластам Барсуковского, Восточно-Таркосалинского, Губкинского, Дерябинского, Етыпуровского, Западно-Таркосалинского, Комсомольского, Усть-Харампурского и многих других месторождений (табл. 6.4) (Новиков, Лепокуров, 2003; Новиков, 2020).

Таблица 6.4. – Степень насыщения подземных вод газами (K_2) неокомского водоносного комплекса северных районов Западной Сибири.

Месторождение, площадь	Кг	Месторождение, площадь	Кг
Аномальная	0,53-0,54	Ростовцевское	1,00
Барсуковское	0,40-0,67	Северо-Губкинское	1,00
Большелайдинская	0,92	Средне-Яровская	0,49-1,00
Верхне-Тиутейское	1,00	Сузунское	0,39-1,00
Восточно-Таркосалинское	0,32-1,00	Танамская	0,57
Горчинская	0,48	Тасийское	0,84-1,00
Губкинское	0,53-1,00	Токачинская	0,72-0,81
Дерябинское	0,56-1,00	Усть-Харампурское	0,24-1,00
Етыпуровское	0,12-1,00	Ушакотская	0,36-0,62
Западно-Таркосалинское	0,31-1,00	Хабейская	0,27-0,59
Комсомольское	0,26-1,00	Хамбатейское	1,00
Крузенштернское	1,00	Харампурское	1,00
Лодочное	0,46	Харатское	1,00
Малыгинское	0,87-1,00	Южно-Носковская	0,46
Озерное	0,57-0,96	Южно-Таркосалинское	0,97-1,00
Пеляткинское	0,55-0,60	Яровская	0,38-1,00

Формирование комплекса происходило на переходном этапе от трансгрессивной к регрессивной стадии позднеюрско-сеноманского седиментационного цикла. В результате чего в мелководно-шельфовых условиях сформировалась песчано-глинистая ритмично-слоистая формация, состоящая из многократного переслаивания выдержанных по простиранию песчаных пластов-коллекторов и глинистых пластов-флюидоупоров. Эта формация наиболее благоприятна для формирования многозалежных месторождений нефти и газа. Подтверждение этому мы

видим на примере вышеназванных месторождений. Рассмотрим изменение степени насыщения подземных вод газами на некоторых из них.

Подземные воды *Восточно-Таркосалинского* месторождения относятся к хлоридному натриево-кальциевому или натриевому типам с минерализацией от 5 до 20 г/дм³. Газонасыщенность подземных вод изменяется в широком интервале и составляет от 0,6 до 3,9 л/л, при среднем значении 2,4 л/л. ВРГ имеют повсеместно метановый состав. Средние содержания СН₄ составляют 84,4 об.%, N₂ не превышают 12, составляя в среднем около 2 об.%. Все другие газы, кроме тяжёлых углеводородов содержатся в ещё меньших количествах. Содержания последних, как и общая газонасыщенность, с глубиной существенно возрастают. Максимальное насыщение подземных вод газами отмечено в пластах БП₁₁₋₁₂, где $K_2 = 1,0$. Далее вниз и вверх по разрезу наблюдается снижение общего газонасыщения вод. Так, например, в пласте БП₁₇ K_2 составляет 0,33-0,42, а в пласте БП₄ $K_2 = 0,78$.

Наиболее чёткая картина вырисовывается в нижней части продуктивной толщи неокомского гидрогеологического комплекса (рис. 6.9). Здесь наблюдается плавное снижение степени насыщения вод газами от пластов с газоконденсатными залежами, расположенными в поле значений K_2 от 0,8 до 1,0, до пластов с чисто нефтяными залежами, приуроченными к интервалу значений K_2 от 0,4 до 0,8.

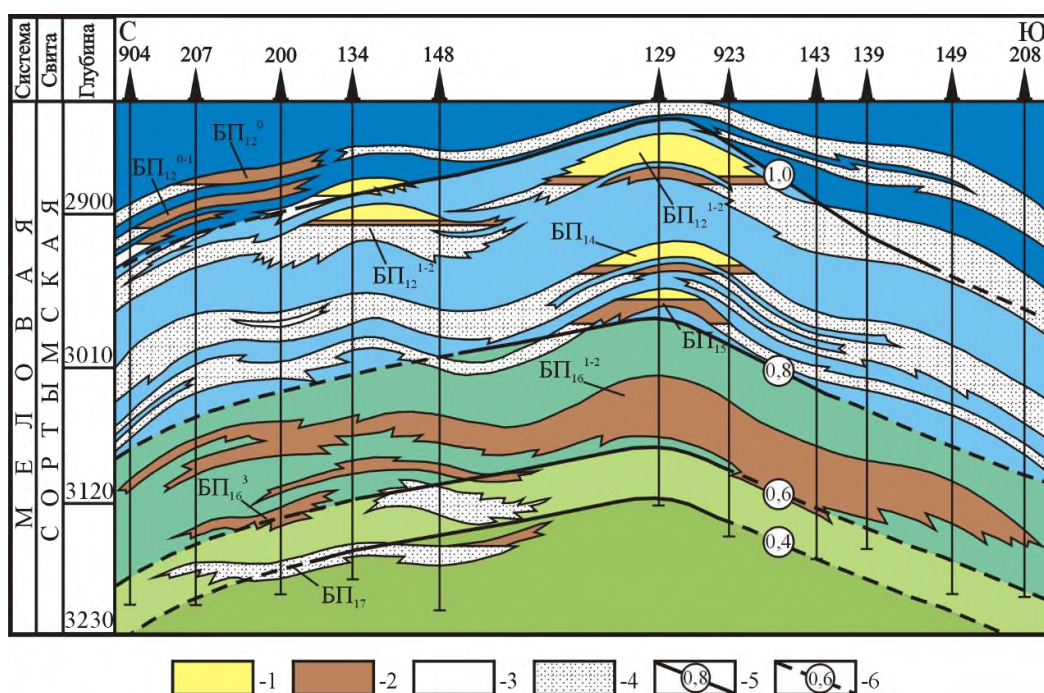


Рисунок 6.9. – Степень насыщения подземных вод газами продуктивной толщи неокомского водоносного комплекса Восточно-Таркосалинского нефтегазоконденсатного месторождения (по значениям K_2).

Залежи: 1 – газоконденсатная, 2 – нефтяная; 3 – преимущественно аргиллиты и глины, 4 – песчаники; Изолинии значений K_2 : 5 – достоверные, 6 – предполагаемые.

Так, в пласте БП₁₂ коэффициент K_2 изменяется от 0,95 до 1,00, т.е. наблюдается максимальное насыщение вод газами. В пласте БП₁₄ K_2 составляет 0,80-0,86, а в ниже залегающем БП₁₅ изменяется от 0,74 до 0,83. Далее вниз по разрезу преобладают пласты с чисто нефтяными залежами, которые отличаются более низкой степенью газонасыщения. При этом, основной нефтяной пласт БП₁₆ приурочен к явно ненасыщенной зоне, находящейся в интервале значений K_2 от 0,56 до 0,75. В пласте БП₁₇ отмечены минимальные значения K_2 равные 0,32-0,42.

Как отмечалось ранее, выше пластов БП₁₁₋₁₂ также наблюдается снижение степени газонасыщения вод. Однако здесь характер насыщения носит более сложный характер. Местами на фоне общего недонасыщения вод газами встречаются пласты с насыщенными водами, где значения K_2 нередко достигают 1,00. Так, в пласте БП₁₀ среднее значение K_2 составляет 0,46. В вышележащем пласте БП₉ значения K_2 изменяются в интервале от 0,23 до 1,00, составляя в среднем 0,73. Средние значения K_2 для пласта БП₆ равны 0,33, БП₅ – 0,99 и БП₄ – 0,78. В целом, выявлена чёткая зависимость между типом углеводородных залежей и степенью общего насыщения подземных вод газами. Как правило газоконденсатные залежи приурочены к зонам с повышенными значениями K_2 от 0,8 до 1,0, а нефтяные к значениям K_2 ниже 0,8 (см. рис. 4.3) (Новиков, 2003; Новиков, 2020; Novikov, 2020; Novikov, 2022).

В пределах неомских отложений *Западно-Таркосалинского* месторождения распространены подземные воды хлоридного натриевого типа с минерализацией от 4,3 до 28,5 г/дм³. Газонасыщенность подземных вод изменяется в широком интервале и варьирует от 1,0 до 5,5 л/л, составляя в среднем 3,1 л/л. ВРГ имеют метановый состав. Средние содержания СН₄ составляют 78,1 об.%, N₂ не превышают 16, составляя в среднем около 4 об.%. Все другие газы, кроме тяжёлых углеводородов содержатся в ещё меньших количествах. Содержания последних, как и общая газонасыщенность, также с глубиной существенно возрастают. В отличие от Восточно-Таркосалинского месторождения, в пределах Западно-Таркосалинского, большинство изученных пластов содержат в себе воды, пересыщенные газами со значениями K_2 близкими к 1,0.

Воды ненасыщенные газами выявлены в пласте БП₄ с величиной K_2 равной 0,5 и в пласте БП₈, где K_2 составляет 0,37. Ниже по разрезу месторождения установлена зона пластовых вод предельно насыщенных газами. К пластам с максимальной величиной K_2 приурочены основные высокодебитные газоконденсатные залежи. Например, к пласту БП₆ приурочена залежь газоконденсата, которая в зависимости от диаметра штуцера дала притоки газа 92,7-214,3 тыс. м³/сут и стабильного конденсата 38,6-88,7 м³/сут. Здесь величина K_2 меняется от 0,59 до 1,00, а воды становятся предельно насыщенными. Ниже залегающий пласт БП₇ характеризуется наличием вод также предельно насыщенных газами, K_2 здесь составляет 1,00. Как отмечалось выше, ниже пласта БП₈ расположена зона с подземными водами насыщенными газами, для

которой характерны величины K_2 равные единице. Так в пласте БП₉ K_2 повсеместно составляет 1,00; в пласте БП₁₁ 0,58-1,00; в пласте БП₁₂ 0,68-1,00; пласте БП₁₆ – 0,92 и в отложениях ачимовской пачки он варьирует от 0,29 до 1,00, составляя в среднем 0,79.

Таким образом, как и на Восточно-Таркосалинском месторождении выявлена четкая зависимость между фазовым типом залежей и степенью общего насыщения подземных вод газами. Как правило, газоконденсатные залежи приурочены к полям с повышенными значениями K_2 от 0,8 до 1,0. Однако, отличительной особенностью Западно-Таркосалинского месторождения является более широкое развитие вод, насыщенных газами, и как следствие, большая интенсивность процессов дегазации пластовых вод на настоящем этапе развития нефтегазоносной системы (Новиков, 2003; Новиков, 2020; Novikov, 2020; Novikov, 2022).

В неокомских резервуарах *Губкинского* месторождения выявлены подземные воды хлоридного натриевого типа с минерализацией от 4,4 до 29,5 г/дм³. Газонасыщенность подземных вод изменяется от 0,4 до 3,5 л/л. ВРГ имеют метановый состав, с его содержанием 61,0-92,3 об.%, азота 1,4-18,2 об.%. Проведенные расчеты показали практически идентичную, по сравнению с Западно-Таркосалинским месторождением, картину по насыщению пластовых вод газами. Как и в предыдущем случае, большинство подземных вод неокомского комплекса являются насыщенными газами, с величиной K_2 равной единице. На фоне насыщенной зоны выделяется пласт БП₉, который содержит воды ненасыщенные газами с величиной общего коэффициента газонасыщения 0,17. В расположенном выше насыщенной зоны пласте БП₄, как и на изученном восточнее Западно-Таркосалинском месторождении присутствуют воды ненасыщенные газами, K_2 составляет 0,47 (на Западно-Таркосалинском K_2 = 0,5). Зона включающая пластовые воды, насыщенные газами, составляет более 500 метров и приурочена к пластам от БП₆ до БП₁₆ включительно (Новиков, 2003; Новиков, 2020; Novikov, 2020; Novikov, 2022).

В неокомских отложениях *Етыпуrowsкого* месторождения выявлены подземные воды хлоридного натриевого типа с величиной общей минерализации от 4,0 до 23,9 г/дм³. Газонасыщенность подземных вод изменяется в широких пределах от 0,3 до 5,2 л/л. ВРГ имеют метановый состав, с его содержанием от 64,9 до 96,1 об.% и азота от 0,6 до 23,6 об.%. С глубиной наблюдается рост содержаний гомологов метана и величины общей газонасыщенности подземных вод. Анализ полученных результатов выявил крупную зону преимущественного развития вод, насыщенных газами. Она объединяет в себе пласты от БП₃ до БП₁₂. Далее вниз по разрезу наблюдается плавное снижение коэффициента общего газонасыщения (K_2) до 0,53-0,53 в пласте БП₁₇. Рассмотрим особенности насыщения подземных вод газами.

Как отмечалось выше на месторождении выявлена мощная зона с водами, предельно насыщенными газами. На их фоне установлены пласты с ненасыщенными водами. Это пласт БП₆

($K_2 = 0,12-0,46$) и пласт БП₁₀ ($K_2 = 0,56$). Помимо этого, ряд пластов, в которых отмечено присутствие предельно насыщенных вод, характеризуются большой вариацией по величине K_2 . В первую очередь это пласт БП₇, в нем степень насыщения пластовых вод газами варьируется от 0,32 до 1,00, при среднем значении 0,69; пласт БП₁₁ ($K_2 = 0,36-1,00$) и пласт с наиболее широким рядом значений K_2 – БП₁₂, от 0,22 до 1,00. Далее, идет плавное снижение значений K_2 от 0,8 (БП₁₄) до 0,53-0,54 (БП₁₇).

Последнее, из рассмотренных нами детально *Усть-Харампурское* месторождение, в гидрогеологическом отношении, характеризуется наличием пластовых вод хлоридного натриевого типа с минерализацией от 4,6 до 22,0 г/дм³. Газонасыщенность подземных вод изменяется в интервале от 0,5 до 5,0 л/л. ВРГ имеют метановый состав, с его содержанием от 69,0 до 94,4 об.% и азота от 2,5 до 11,4 об.%. Содержания гомологов метана, как и общая газонасыщенность, с глубиной существенно возрастают. Выявлено, что, как и на Етыпуровском месторождении максимально насыщенными газами остаются подземные воды пластов БП₈, БП₉ и БП₁₁. Зона преимущественно предельно насыщенных газами подземных вод приурочена к интервалу пластов от БП₈ до БП₁₁. Далее, ниже пласта БП₁₁ отмечается снижение степени насыщения пластовых вод газами с 0,74-0,84 (БП₁₂) до 0,46 (БП₁₇).

Резюмируя все выше сказанное следует отметить, что характер насыщения пластовых вод газами в пределах неокомского гидрогеологического комплекса северных районов ЗСОБ носит сложный и неодинаковый характер. В целом, наблюдается та же тенденция, что и в апт-альб-сеноманском гидрогеологическом комплексе – снижение общего фона значений K_2 по направлению от осевых частей бассейна к окраинам. Установлена прямая зависимость между степенью насыщения пластовых вод газами и их фазовым составом. К горизонтам, где значения K_2 составляют от 0,8 до 1,0 приурочены основные газоконденсатные залежи, а к менее насыщенным водам – нефтяные залежи (Новиков, 2003; Новиков, 2020; Novikov, 2020; Novikov, 2022).

Юрские водоносные комплексы. Расчёты по выяснению степени насыщения подземных вод газами проводились по горизонтам Губкинского, Дерябинского, Комсомольского, Малыгинского, Харампурского и других месторождений (табл. 6.5).

Наиболее детальные расчёты были выполнены по Харампурскому месторождению, которые показали, что подземные воды продуктивной части юрских отложений в основном недонасыщены газами. Насыщенными оказались только воды, приуроченные к верхам тюменской свиты, т.е. наиболее глубоко погруженные. По мере увеличения глубины залегания водоносных горизонтов степень насыщения подземных вод газами непрерывно растёт. Так, в верхнеюрском водоносном комплексе в пласте Ю₁¹ коэффициент K_2 изменяется в интервале 0,42 - 0,56 в районе Харампурского локального поднятия и 0,31 - 0,55 в пределах Северо-

Харампурского локального поднятия. Пласт Ю₁² характеризуется общим недонасыщением подземных вод газами с $K_г$ равным 0,45-0,75, при среднем значении 0,63 (Харампурское локальное поднятие). В ниже залегающем пласте Ю₁³ $K_г$ составляет 0,60-0,75 (Харампурское локальное поднятие) и в среднем 0,55 в районе Северо-Харампурского локального поднятия. Пласт Ю₁⁴ содержит пластовые воды недонасыщенные газом, что отмечено низкими значениями $K_г$ изменяющимися в интервале 0,60-0,85.

Таблица 6.5. – Степень насыщения подземных вод газами ($K_г$) юрских водоносных комплексов северных районов Западной Сибири.

Месторождение, площадь	Пласт	$K_г$	Месторождение, площадь	Пласт	$K_г$
Губкинское	Ю ₁	0,62-1,00	Турковская	Ю ₂	1,00
Губкинское	Ю ₂	0,99-1,00	Ушаковская	Ю ₄	0,57
Дерябинское	Ю ₂	0,57	Харампурское	Ю ₁ ¹	0,31-0,56
Комсомольское	Ю ₀	1,00	Харампурское	Ю ₁ ²	0,45-0,75
Комсомольское	Ю ₂	1,00	Харампурское	Ю ₁ ³	0,60-0,75
Комсомольское	Ю ₃	0,41	Харампурское	Ю ₁ ⁴	0,60-0,85
Малыгинское	Ю ₂₋₃	1,00	Харампурское	Ю ₂	0,76-1,00
Семеновская	Ю ₁₇	0,74	Харампурское	Ю ₃	1,00
Средне-Яровская	Ю ₂	1,00			

Нижне-среднеюрский комплекс (пласт Ю₂) является неоднородным по характеру насыщения пластовых вод газами, что выражается в смене по латерали недонасыщенных газами вод (Северо-Харампурское локальное поднятие) пересыщенными с $K_г = 1$ (Харампурское локальное поднятие). Подземные воды пласта Ю₃ на всей площади месторождения повсеместно являются пересыщенными газами с $K_г = 1$. В целом же наблюдается рост $K_г$ с 0,37-0,42 в интервале глубин 2850-2910 м до 1,00 на глубинах 3000-3050 м. Изолинии общего коэффициента насыщения вод газами ($K_г$) в целом повторяют геологическую структуру размещения проницаемых пластов, т.е. наблюдается прямая зависимость $K_г$ от структурного плана месторождения. Это же подтвердилось рассчитанной корреляционной зависимостью $K_г$ с глубиной залегания пластов, которая показала наличие сильной положительной связи между ними ($r = 0,84$). Также отмечается сильная связь коэффициента $K_г$ с общей минерализацией подземных вод. Так, если при минерализации 24 г/дм³ $K_г$ составляет 0,37, то при минерализации 42 г/дм³ $K_г = 1,00$. Выявлено, что воды, насыщенные газами, отличаются значениями общей минерализации более 38 г/дм³, а все менее минерализованные воды являются недонасыщенными газами. Корреляция между $K_г$ и общей минерализацией показала наличие положительной связи между ними ($r = 0,56$).

Таким образом, можно резюмировать, что в продуктивной части юрских отложений Харампурского месторождения установлено две зоны с различным характером насыщения подземных вод газами (рис. 6.10). Верхняя зона характеризуется наличием подземных вод

ненасыщенных газами. Она распространена преимущественно в отложениях васюганской свиты (проницаемые пласты Ю₁). Исключение составляет лишь гидрогеологический разрез, приуроченный к Северо-Харампурскому локальному поднятию, в котором граница зоны опускается ниже и включает отложения пласта Ю₂. Из полученных данных следует, что подземные воды, приуроченные к верхней зоне, характеризуются способностью растворять дополнительное количество газов из имеющихся залежей углеводородов, поскольку здесь система оказывается неравновесной. Нижняя зона, включающая подземные воды, насыщенные газами, приурочена к отложениям верхов тюменской свиты и объединяет пласты Ю₂ и Ю₃, за исключением части пласта Ю₂, приуроченной к Северо-Харампурскому локальному поднятию. Для неё вероятно наличие процесса выделения из пластовых вод газов в свободную фазу, если этот процесс понимать в аспекте геологического времени (Новиков, 2000).

Полученные данные по степени насыщения подземных вод газами на первый взгляд приходят в противоречие с геологическими данными. Дело в том, что в пределах верхней зоны, где наблюдается неравновесный характер системы вода-газ, расположены нефтяные залежи с газовыми шапками, которые приурочены к проницаемым пластам Ю₁. Это противоречие не удаётся объяснить ни изменением температуры, ни общей минерализации, ни давления с глубиной хотя бы уже потому, что эти параметры изменяются незначительно, тогда как значения K_g варьируют от 0,4 до 1,0, т.е. более чем в два раза. Необходимо отметить, что формирование газовых залежей происходило за счёт водорастворенных, т.е. в условиях равновесия растворённых газов со свободными. В настоящее же время такого равновесия не наблюдается. Следовательно, мы вправе предположить, что уже после формирования газовых залежей произошла смена обстановки, что выразилось в том, что воды утратили способность выделять в свободную фазу газы, т.е. стали ненасыщенными ими, что мы и наблюдаем в настоящее время. В чём же причина этого?

Ответ на поставленный вопрос следует искать в установленной зависимости между общей минерализацией и степенью газонасыщения подземных вод. Наблюдаемую картину можно объяснить тем, что седиментационные воды нефтегазоносных отложений частично разбавлены древними инфильтрационными, которые позднее проникли в рассматриваемую систему. Это предположение подтверждается анализом гидрогеохимической и гидродинамической ситуации в регионе. Во-первых, проведённый анализ связей общей минерализации подземных вод с Cl/Br коэффициентом выявил ее отсутствие. Это возможно только в том случае если происходит разбавление более солёных вод пресными с низкими содержаниями Cl и Br , которые существенно не влияют на значение Cl/Br коэффициента. Во-вторых, анализ гидродинамической ситуации в регионе показал, что пластовые давления в южной части Харампурского месторождения ниже, чем в северной, что свидетельствует о направлении движения вод в юрских

отложениях с севера на юг. В северной части мы также наблюдаем более низкую минерализацию и газонасыщение подземных вод.

Таким образом, с началом формирования залежей в проницаемых пластах Ю₁ подземные воды были пересыщены газами, что позволило им формировать залежи свободных газов. Смена гидрогеологической ситуации, обусловленная внедрением ненасыщенных газами инфильтрационных вод в более позднее время, привела к нарушению газовых равновесий. Вместе с тем ограниченный контакт подземных вод с газовыми залежами не позволяет их быстрому в геологическом аспекте времени растворению и тем самым способствует поддержанию неравновесности в системе свободный и водорастворенный газы. Более глубокие горизонты, куда инфильтрационные воды не проникли, остаются насыщенными газами и в настоящее время. Тем самым мы получаем новый механизм оценки возможной степени разрушения залежей подземными водами (Новиков, 2000).

Результаты расчетов степени насыщения подземных вод газами по сопредельным районам ЕХОБ (Дерябинская, Семеновская, Средне-Яровская, Турковская и Ушаковская площади) показали, что наиболее насыщенными газами являются воды пласта Ю₂, где величина K_2 варьирует в интервале 0,57-1,00. В ниже залегающих пластах Ю₄ на Ушаковской и Ю₁₇ на Семеновской площадях степень насыщения подземных вод газами составляет 0,57 и 0,74 соответственно. На полуострове Ямал, в пределах группы пластов Ю₂₋₃ воды являются также предельно насыщенными газами с величиной K_2 равной 1,00.

Таким образом, для нефтегазоносных отложений юры и мела северных районов ЗСОБ были выявлены общие закономерности по насыщению подземных вод газами. Установлено, что оно носит сложный и неодинаковый характер. Выявлены пластовые воды от ненасыщенных до предельно насыщенных газами (по значениям K_2). Установлен рост степени насыщения пластовых вод газами по мере погружения продуктивных пластов и зависимость степени насыщения пластовых вод газами от величины их общей газонасыщенности. Все воды при величине общей газонасыщенности более 1,8 л/л становятся насыщенными газами ($K_2 = 1,0$), т.е. возникает теоретическая предпосылка для формирования углеводородных залежей (см. рис. 6.8).

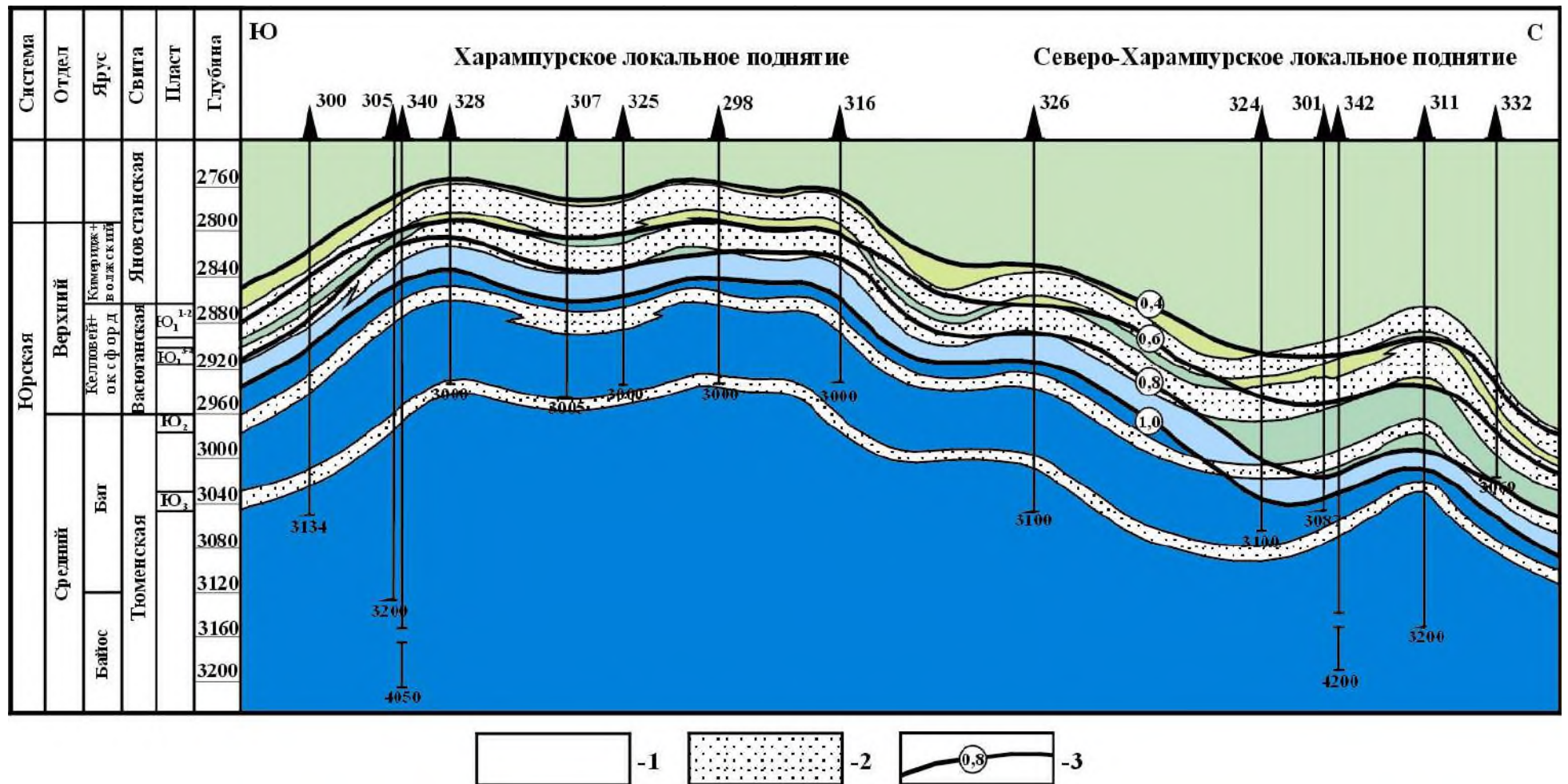


Рисунок 6.10. – Степень насыщения подземных вод газами продуктивной части юрского водоносного комплекса Хармпурского нефтегазоконденсатного месторождения (по значениям K_2).

1-преимущественно аргиллиты, 2-песчаники, 3-изолинии значений K_2 .

Ненасыщенные же газами пластовые воды наоборот способны растворять в себе сформированные ранее залежи нефти и газа. Установлена прямая зависимость между степенью насыщения пластовых вод газами (K_2) и фазовым составом залежей. К зоне развития значений K_2 от 0,8 до 1,0 приурочены основные газоконденсатные залежи, а к менее насыщенным водам – нефтяные залежи. Довольно сложный характер выявленных зависимостей говорит о разнообразии химического и газового состава подземных вод, а также присутствием в горизонтах нефтегазоносной части разреза различных генетических типов вод (Новиков, 2020; Novikov, 2022).

6.4. Характер физико-химических равновесий в системе вода-газ

В основу изучения характера равновесий в системе вода-газ был взят химический и газовый состав подземных вод, состав свободных газов залежей и результаты испытания скважин. В отличие от изучения степени насыщения пластовых вод газами здесь рассматривается характер перераспределения газов между залежами и пластовыми водами. Оценка процесса проводится по отношениям величин индивидуальных фугитивностей газов, рассчитанных в системах залежь-подземные воды и подземные воды-залежь, в первом случае по составу свободной газовой фазы рассчитывалась гипотетический равновесный состав ВРГ, а во втором – по ВРГ рассчитывался состав гипотетической газовой залежи (Новиков, 2003а; Новиков, 2003б; Новиков, 2015; Новиков, 2020; Novikov, 2022).

Проведённые в соответствии с данной методикой физико-химические расчёты для 150 залежей нефти и газа приуроченных к отложениям апт-альб-сеноманского, неокомского, верхнеюрского и ниже-среднеюрского комплексов позволили оценить направленность их взаимодействия с вмещающими подземными водами.

Апт-альб-сеноманский водоносный комплекс. Установление характера перераспределения газов между залежами и окружающими их пластовыми водами проводилось на примере залежей Крузенштернского, Малыгинского, Тасийского, Харампурского и других месторождений и многочисленном ряде залежей пласта ПК₁ месторождений Ямало-Ненецкого автономного округа (Арктическое, Заполярное, Мессояхское, Тазовское, Уренгойское и другие). Результаты расчетов показали, что направленность процесса перераспределения газов в изученных пластах существенно отличается (табл. 6.6) (Новиков, 2020; Novikov, 2022).

Пласт ПК₁ к которому на севере Западной Сибири приурочены уникальные газовые залежи Уренгойского, Медвежьего, Ямбургского и других месторождений изучен наиболее полно. Выявлены особенности перераспределения газов между газовыми залежами и приконтурными водами. Поскольку газ залежей пласта ПК₁ в большинстве случаев сухой и не содержит гомологов метана, то оценить характер диффузионного перераспределения по тяжелым

углеводородам было невозможно. Практически из всех залежей наблюдается рассеивание метана и диоксида углерода, что компенсируется одновременных поступлением в залежь из подземных вод гелия, аргона и азота. В залежах Комсомольского и Крузенштернского месторождений наблюдается равновесие по метану, а на Нерстинском по этану. По соотношению индивидуальных фугитивностей газов в залежах и пластовых водах можно предположить, что формирование гигантских залежей пласта ПК₁ происходило путем струйной миграции углеводородов (Новиков, 2020; Novikov, 2022).

Для углеводородных залежей полуострова Ямал: Малыгинского (ХМ₁, ТП₁, ТП₃, ТП₆, ТП₈), Крузенштернского (ТП₉, ТП₁₀, ТП₁₃), Нурминского (ТП₃) и Тасийского (ТП₄², ТП₅, ТП₁₁, ТП₁₃) месторождений установлен процесс рассеивания в окружающие подземные воды метана, аргона и диоксида углерода. Оно компенсируется одновременным поступлением из приконтурных пластовых вод тяжёлых углеводородов, гелия и азота. Очевидно, что газовая часть залежей в настоящее время трансформируется в направлении утяжеления своего состава и изменения концентраций неуглеводородных газов. В этой связи можно предполагать продолжение процессов образования, миграции и накопления нефти вплоть до современного этапа геохимического развития водонапорной системы на фоне прекращения образования и накопления газов (Новиков, 2020; Novikov, 2022).

На Харампурском месторождении в центральной части Надым-Тазовского междуречья были изучены пласты: ПК₁₃, ПК₁₄¹, ПК₁₅ и ПК₁₆. Расчеты выявили практически идентичный Ямальским месторождениям характер обмена между залежами и пластовыми водами. Отличия установлены в пластах ПК₁₃ и ПК₁₅ для которых характерно также рассеивание из залежей этана, пропана и бутана. В пласте ПК₁₅ Удмуртского месторождения выявлен процесс рассеивание всех компонентов газовой шапки в окружающих пластовых водах (углеводородных и неуглеводородных компонентов) (см. табл. 6.6).

Неокомский водоносный комплекс. В пределах Надым-Тазовского междуречья для выяснения характера равновесий между залежами и пластовыми водами был выбран ряд многозалежных месторождений различных по фазовому составу. В пределах Надым-Тазовского междуречья: Губкинское, Западно- и Восточно-Таркосалинское, Комсомольское нефтегазоконденсатные, Етыпуровское нефтегазовое, Усть-Харампурское и Южно-Таркосалинское нефтяные, среди Ямальских – Малыгинское и Хамбатеysкое газоконденсатные, а в сопредельных районах Енисей-Хатангского регионального прогиба – Озерное газовое и другие. Тенденции процесса перераспределения газов отражены в таблице 6.6.

Таблица 6.6. – Характер взаимодействия УВ залежей с пластовыми водами (по соотношению фугитивностей газов в растворе и залежи).

Месторождения	Пласт	Газ												
		H ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	iC ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	iC ₅ H ₁₂	nC ₅ H ₁₂	C ₆ H ₁₄	CO ₂	He	Ar	N ₂
Апт-альб-сеноманский водоносный комплекс														
Айваседопуровское	ПК ₁	*	-	*	*	*	*	*	*	*	-	+	+	+
Арктическое	ПК ₁	*	-	*	*	*	*	*	*	*	-	*	+	+
Вынга-Пуровское	ПК ₁	*	-	*	*	*	*	*	*	*	-	*	+	+
Вынга-Яхинское	ПК ₁	*	-	*	*	*	*	*	*	*	-	+	+	+
Губкинское	ПК ₁	*	-	*	*	*	*	*	*	*	-	+	-	+
Етыпуровское	ПК ₁	*	-	+	*	*	*	*	*	*	-	-	+	+
Заполярье	ПК ₁	*	-	*	*	*	*	*	*	*	-	*	+	+
Комсомольское	ПК ₁	*	=	*	*	*	*	*	*	*	-	*	-	+
Крузенштернское	ПК ₁	*	=	-	*	*	*	*	*	*	-	+	*	+
Крузенштернское	ТП ₉	+	-	+	+	+	+	+	+	*	-	+	*	+
Крузенштернское	ТП ₁₀	*	-	-	-	+	+	+	+	*	-	*	*	+
Крузенштернское	ТП ₁₃	*	*	+	+	+	+	+	+	+	-	+	*	+
Малыгинское	ХМ ₁	*	-	+	-	+	-	*	*	*	-	-	-	+
Малыгинское	ТП ₁	*	-	+	+	+	+	+	-	*	-	*	-	+
Малыгинское	ТП ₃	*	-	+	+	+	+	+	+	+	-	-	*	+
Малыгинское	ТП ₆	*	-	+	+	+	+	+	-	*	-	*	*	*
Малыгинское	ТП ₈	*	-	+	+	+	+	+	+	*	-	+	-	-
Медвежье	ПК ₁	*	-	*	*	*	*	*	*	*	-	*	+	+
Мессояхское	ПК ₁	*	+	*	*	*	*	*	*	*	-	*	-	-
Нерстинское	ПК ₁	*	+	=	+	*	*	*	*	*	-	+	+	+
Нурминское	ТП ₃	*	-	+	-	+	+	+	+	*	-	*	-	+
Озерное	ЯК ₀	*	-	-	-	-	*	*	*	*	-	*	*	+
Озерное	МХ ₁	*	-	+	+	+	*	-	*	*	-	*	*	+
Русское	ПК ₁	*	-	*	*	*	*	*	*	*	-	*	+	+
Тазовское	ПК ₁	*	-	*	*	*	*	*	*	*	-	*	+	+
Тасийское	ТП ₄ ²	*	-	+	+	-	+	+	+	*	-	*	*	+
Тасийское	ТП ₅	*	-	+	+	+	+	+	+	-	-	*	*	+
Тасийское	ТП ₁₁	-	-	+	+	+	+	+	+	+	-	*	*	+
Тасийское	ТП ₁₃	*	-	+	+	+	+	+	+	*	-	*	+	+

Продолжение таблицы 6.6

Месторождения	Пласт	Газ												
		H ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	iC ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	iC ₅ H ₁₂	nC ₅ H ₁₂	C ₆ H ₁₄	CO ₂	He	Ar	N ₂
Удмуртское	ПК ₁₅	*	-	*	*	*	*	*	*	*	*	-	-	-
Уренгойское	ПК ₁	*	-	*	*	*	*	*	*	*	-	*	-	+
Харампурское	ПК ₁₃	-	-	-	-	-	-	+	+	*	-	-	-	+
Харампурское	ПК ₁₄ ¹	-	-	+	+	+	+	*	*	*	-	+	-	+
Харампурское	ПК ₁₅	+	-	-	-	-	-	*	*	*	-	-	+	+
Харампурское	ПК ₁₆	+	-	+	+	+	+	+	+	*	-	-	-	+
Юбилейное	ПК ₁	*	-	*	*	*	*	*	*	*	-	*	+	+
Южно-Русское	ПК ₁	*	-	*	*	*	*	*	*	*	-	+	+	+
Ямбургское	ПК ₁	*	-	*	*	*	*	*	*	*	-	*	-	-
Ямсовейское	ПК ₁	+	-	+	+	*	*	*	*	*	-	+	+	+
Неокомский водоносный комплекс														
Барсуковское	АП ₁₁ ¹⁻²	+	-	+	+	-	+	+	+	-	-	+	+	+
Верхнетиутейское	ТП ₁₆	-	-	+	-	+	+	-	+	+	-	+	+	+
Восточно-Таркосалинское	БП ₇	-	-	+	-	+	+	-	-	-	-	+	-	+
Восточно-Таркосалинское	БП ₉	-	-	+	+	+	+	-	-	-	-	+	+	+
Восточно-Таркосалинское	БП ₁₀	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Восточно-Таркосалинское	БП ₁₀₋₁₁	-	-	+	+	+	+	-	-	-	-	+	-	+
Восточно-Таркосалинское	БП ₁₁	+	-	+	+	+	+	-	-	-	-	+	-	+
Восточно-Таркосалинское	БП ₁₂	-	-	+	+	+	+	+	-	+	-	+	-	+
Восточно-Таркосалинское	БП ₁₂ ⁰	-	-	+	+	+	+	-	-	-	-	+	-	+
Восточно-Таркосалинское	БП ₁₄	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-	+	-	-
Восточно-Таркосалинское	БП ₁₅	-	-	+	+	+	+	-	-	-	-	+	-	+
Восточно-Таркосалинское	БП ₁₆	*	-	+	+	+	+	-	-	-	-	*	+	+
Восточно-Таркосалинское	БП ₁₆ ¹	-	-	+	+	+	+	=	-	-	-	+	-	-
Восточно-Таркосалинское	БП ₁₆ ²	-	-	+	+	+	+	-	-	-	-	+	-	-
Восточно-Таркосалинское	БП ₁₇	-	-	+	+	+	+	-	-	-	-	+	-	+
Восточно-Таркосалинское	БП ₁₈	-	-	+	+	+	+	-	-	-	-	+	-	+
Губкинское	АП ₉₋₁₀	+	-	+	+	+	+	+	-	+	-	+	*	*
Губкинское	БП ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	=	*	*
Губкинское	БП ₄₋₅	+	-	+	+	+	+	+	-	*	*	+	*	+

Продолжение таблицы 6.6

Месторождения	Пласт	Газ												
		H ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	iC ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	iC ₅ H ₁₂	nC ₅ H ₁₂	C ₆ H ₁₄	CO ₂	He	Ar	N ₂
Губкинское	БП ₆	-	-	+	+	-	*	*	*	*	*	+	*	*
Губкинское	БП ₇	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*	*
Губкинское	БП ₈	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	+	*	*
Губкинское	БП ₉	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-
Губкинское	БП ₉ ¹	+	-	+	+	=	-	+	-	+	-	+	-	+
Губкинское	БП ₉ ²	+	-	+	+	+	+	+	+	+	-	+	-	+
Губкинское	БП ₁₅	+	-	+	+	-	-	+	-	+	-	+	-	-
Губкинское	БП ₁₆₋₂₁	+	-	+	+	+	+	+	+	+	-	+	-	+
Дерябинское	СД _{IV}	*	-	+	+	+	*	+	*	*	-	*	*	+
Етыпуrowsкое	БП ₅	-	-	-	-	+	-	-	*	*	-	+	*	-
Етыпуrowsкое	БП ₆	-	-	-	-	-	-	-	*	*	*	+	*	+
Етыпуrowsкое	БП ₇	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	+	-	+
Етыпуrowsкое	БП ₇ ²	-	-	-	-	+	-	-	-	*	-	+	*	+
Етыпуrowsкое	БП ₈	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	+	*	+
Етыпуrowsкое	БП ₉	-	-	-	-	-	-	-	-	*	-	+	*	+
Етыпуrowsкое	БП ₁₀	-	-	-	-	-	-	-	-	*	-	+	*	+
Етыпуrowsкое	БП ₁₁	-	-	+	+	+	+	-	-	-	-	+	*	+
Етыпуrowsкое	БП ₁₂	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	+	*	+
Етыпуrowsкое	БП ₁₂ ⁰	-	-	+	+	+	+	-	-	-	-	+	*	+
Етыпуrowsкое	БП ₁₄	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-	+	*	+
Етыпуrowsкое	БП ₁₄ ⁰	+	-	+	-	+	+	-	-	-	-	+	*	+
Етыпуrowsкое	БП ₁₆	+	-	-	-	+	+	-	-	-	-	+	-	+
Етыпуrowsкое	БП ₁₇	-	-	-	-	-	-	*	*	*	-	+	*	+
Западно-Таркосалинское	БП ₂₋₃	-	-	-	-	-	-	-	-	*	-	-	*	-
Западно-Таркосалинское	БП ₃	+	-	+	-	+	-	-	-	-	-	+	*	-
Западно-Таркосалинское	БП ₃₋₄	+	-	-	-	-	-	*	*	*	-	+	*	-
Западно-Таркосалинское	БП ₄	*	-	+	-	+	+	-	-	-	-	+	-	-
Западно-Таркосалинское	БП ₅	+	-	+	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-
Западно-Таркосалинское	БП ₆	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	*	-
Западно-Таркосалинское	БП ₇	-	-	+	-	+	-	-	-	-	-	+	+	+

Продолжение таблицы 6.6

Месторождения	Пласт	Газ												
		H ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	iC ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	iC ₅ H ₁₂	nC ₅ H ₁₂	C ₆ H ₁₄	CO ₂	He	Ar	N ₂
Западно-Таркосалинское	БП ₉	+	-	-	+	+	+	-	-	*	-	+	-	-
Западно-Таркосалинское	БП ₁₁	+	-	+	+	+	+	-	-	-	-	+	-	+
Западно-Таркосалинское	БП ₁₁ ¹	-	-	+	+	+	+	-	-	-	-	+	-	-
Западно-Таркосалинское	БП ₁₆	-	-	+	+	+	+	-	-	-	-	+	-	-
Комсомольское	АП ₇	+	-	+	+	+	+	-	-	-	-	+	+	+
Комсомольское	АП ₁₀	+	-	+	+	+	+	-	-	-	-	+	-	+
Комсомольское	БП ₅	+	-	+	+	+	+	-	-	-	-	+	-	+
Комсомольское	БП ₅ ¹	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+
Комсомольское	БП ₉	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-
Комсомольское	БП ₁₀₋₁₁	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-
Крузенштернское	БЯ ₂	*	-	+	+	+	+	+	+	*	-	+	+	+
Малыгинское	ТП ₁₄	*	-	+	+	+	+	+	+	*	-	*	-	-
Малыгинское	ТП ₁₅	*	-	+	+	+	+	+	+	*	-	*	-	+
Малыгинское	ТП ₁₆	-	-	+	+	+	-	*	*	*	-	+	+	+
Малыгинское	БЯ ₂	*	-	+	+	+	+	+	+	+	-	*	-	+
Малыгинское	БЯ ₃	*	-	+	+	+	+	+	+	-	-	*	-	+
Малыгинское	БЯ ₃ ⁰	*	-	+	+	+	+	+	+	+	-	*	*	-
Малыгинское	БЯ ₄	*	-	+	+	+	+	+	+	*	-	*	*	+
Малыгинское	БЯ ₅	-	-	+	+	+	+	+	+	*	-	*	*	+
Озерное	СД _{VI}	*	-	+	+	+	*	*	*	*	-	*	*	=
Пеляткинское	СД _{III}	*	-	-	+	+	+	*	*	*	-	+	*	+
Ростовцевское	ТП ₁₄	-	-	=	+	+	-	+	-	*	-	+	+	*
Ростовцевское	НП ₈	*	-	-	-	+	-	-	-	-	-	*	-	-
Северо-Губкинское	БП ₈	+	-	+	-	+	+	-	-	-	-	+	-	+
Северо-Губкинское	БП ₁₀	+	-	=	+	+	+	-	+	-	-	+	-	+
Северо-Губкинское	БП ₁₆₋₂₁	+	-	+	+	+	+	-	-	-	-	+	-	+
Сузунское	СД _{XIII}	*	-	=	+	*	*	*	*	*	-	*	*	+
Усть-Харампурское	БП ₈	+	-	-	-	+	-	-	-	*	-	+	-	+
Усть-Харампурское	БП ₈ ²	+	-	+	-	+	+	-	-	-	-	+	+	+
Усть-Харампурское	БП ₈₋₉	+	-	+	-	+	+	-	-	-	-	+	+	+

Окончание таблицы 6.6

Месторождения	Пласт	Газ												
		H ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	iC ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	iC ₅ H ₁₂	nC ₅ H ₁₂	C ₆ H ₁₄	CO ₂	He	Ar	N ₂
Усть-Харампурское	БП ₉	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	+
Усть-Харампурское	БП ₉ ²	+	-	+	+	+	+	-	-	-	-	+	+	+
Усть-Харампурское	БП ₁₀	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-
Усть-Харампурское	БП ₁₁	-	-	+	+	+	+	+	+	-	-	+	+	+
Усть-Харампурское	БП ₁₂	-	-	+	+	+	+	=	=	-	-	+	+	+
Усть-Харампурское	БП ₁₃	-	-	=	+	+	+	-	-	*	-	+	-	-
Усть-Харампурское	БП ₁₄ ¹	-	-	+	+	+	+	=	=	-	-	+	+	+
Усть-Харампурское	БП ₁₅	-	-	+	+	+	+	+	+	-	-	+	+	+
Усть-Харампурское	БП ₁₇	-	-	-	-	-	-	-	-	*	-	*	-	+
Хамбатейское	НП ₅₋₆	*	-	-	+	+	+	+	+	*	-	+	-	-
Харампурское	БП ₁₃	*	-	-	+	-	+	-	-	-	-	*	*	+
Харатское	БЯ ₂	-	-	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+
Южно-Таркосалинское	БП ₁₆	+	-	+	+	+	+	-	-	-	-	+	-	+
Верхнеюрский водоносный комплекс														
Губкинское	Ю ₁	*	-	-	-	+	*	*	*	*	-	+	*	-
Комсомольское	Ю ₀	+	-	+	-	+	*	*	*	*	-	+	-	+
Харампурское	Ю ₁ ¹	+	+	-	-	-	-	-	-	*	-	+	-	+
Харампурское	Ю ₁ ²	+	-	-	-	+	+	-	-	*	-	+	=	+
Харампурское	Ю ₁ ³	+	-	-	-	+	-	-	-	*	-	+	-	-
Харампурское	Ю ₁ ⁴	+	-	-	-	+	+	-	+	*	-	+	+	+
Южно-Соленинское	СГ	*	-	-	-	+	*	+	*	*	-	-	*	+
Нижне-среднеюрский водоносный комплекс														
Губкинское	Ю ₂	+	-	+	+	-	*	*	*	*	-	+	=	+
Комсомольское	Ю ₂	*	-	-	+	*	*	*	*	*	-	+	*	+
Комсомольское	Ю ₃	*	-	-	-	+	*	*	*	*	-	-	*	-
Малыгинское	Ю ₂₋₃	*	-	+	+	+	+	+	-	*	-	*	*	-
Харампурское	Ю ₂	+	-	-	-	+	+	+	+	*	-	+	+	+
Харампурское	Ю ₃	+	-	-	-	+	+	-	+	*	-	+	+	+

Примечание: Направления миграции: «+» - в залежь; «-» - из залежи; «=» - равновесие залежи с подземными водами; «*» - нет сведений.

Наиболее интересная картина по перераспределению газов между залежами и пластовыми водами была выявлена на нефтегазоконденсатных месторождениях. Так, в неокосском разрезе *Губкинского* месторождения можно выделить ряд пластов (АП₉₋₁₀, БП₄₋₅, БП₉¹ и БП₉², БП₁₅ и БП₁₆₋₂₁) в которых происходит утяжеление газовой составляющей залежей посредством привноса из окружающих пластовых вод гомологов метана: этана, пропана, бутана, а в пластах АП₉₋₁₀, БП₉² и БП₁₆₋₂₁ также пентана и гексана. Практически во всех пластах месторождения, за исключением БП₇ и БП₉, наблюдается обогащение залежей гелием и азотом. Такое перераспределение компенсируется одновременным рассеиванием в окружающих залежи пластовых водах водорода, метана, диоксида углерода и аргона. При этом в пластах БП₃, БП₇, БП₈ и БП₉ происходит практически полное рассеивание газовой шапки в приконтурных водах.

В пределах *Западно- и Восточно-Таркосалинского* нефтегазоконденсатных месторождений, как отмечалось выше, большинство пластовых вод являются предельно насыщенными газами, с величиной K_2 близкой к 1,00 (см. табл. 6.4). Это обстоятельство делает возможным активизацию процесса газообразования, что мы и наблюдаем по полученным данным (см. табл. 6.6). Практически во всех пластах, за исключением БП₁₀ и БП₁₄ на Восточно-Таркосалинском и БП₂₋₃, БП₃₋₄, БП₆ и БП₇ на Западно-Таркосалинском, идет процесс диффузионного привноса в залежь этана, пропана, бутана, гелия и азота. Из всех залежей идет процесс рассеивания метана, диоксида углерода; практически из всех – водорода, аргона, пентана и гексана.

Залежи *Етыпуrowsкого* нефтегазового месторождения характеризуются тем, что из них идет рассеивание в окружающие подземные воды главным образом водорода, метана, этана, пропана, пентана, гексана, диоксида углерода и аргона, что в свою очередь компенсируется поступлением в залежь изомерной и нормальной формы бутана (БП₅, БП₆, БП₇, БП₈ и другие), гелия и азота (исключение БП₅).

В пределах *Усть-Харампурского* нефтяного месторождения выявлен процесс рассеивания практически из всех газовых шапок нефтяных залежей водах водорода, метана, гексана, диоксида углерода и в меньшей степени пентана (см. табл. 6.6). На фоне этом наблюдается привнос в залежи этана, пропана, изомерной и нормальной формы бутана, гелия, аргона и азота, а для залежей пластов БП₁₀⁰, БП₁₁, БП₁₄² и БП₁₅ также изомерной и нормальной формы пентана. В залежах пластов БП₁₂ и БП₁₄¹ по пентану наблюдается равновесие с пластовыми водами.

Месторождения полуострова Ямал (Малыгинское, Харатское, Крузенштернское и Верхнетиутейское) характеризуются тем, что практически из всех изученных залежей происходит рассеивание водорода, метана и диоксида углерода, что компенсируется поступлением в залежи гелия, азота, в разной степени гомологов метана и аргона (см. табл. 6.6) (Новиков, 20186). С глубиной отмечается рост фугитивностей газов. На большинстве залежей идет процесс

их переформирования в направлении утяжеления состава. Анализ результатов расчетов показал, что характер взаимодействия пластовых вод с УВ залежами на Ростовцевском месторождении, расположенном на юге полуострова Ямал, существенно отличается. Так, для залежей пластов ТП₁₄ и НП₈ отмечается рассеивание в окружающих подземных водах водорода, метана, диоксида углерода, азота и большей части тяжелых углеводородов несмотря на то, что это нефтегазоконденсатное месторождение.

В изученных пластах неомомского водоносного комплекса Дерябинского (СД_{IV}), Озерного (СД_{VI}), Пеляткинского (СД_{III}) и Сузунского (СД_{XIII}) месторождений сопредельных районов Енисей-Хатангского регионального прогиба процесс перераспределения газом между углеводородными залежами и приконтурными водами во многом схож с большинством месторождений Надым-Тазовского междуречья и полуострова Ямал. Происходит рассеивание метана и диоксида углерода, компенсация поступлением гелия, азота и в разной степени гомологов метана (см. табл. 6.6).

Юрские водоносные комплексы. Характер физико-химических равновесий между залежами и окружающими их пластовыми водами оценивался для основных залежей Харампурского, Губкинского, Комсомольского нефтегазоконденсатных месторождений в пределах Надым-Тазовского междуречья, Малыгинского газоконденсатного на севере полуострова Ямал и Южно-Соленинского газоконденсатного месторождения в сопредельных районах Енисей-Хатангского регионального прогиба. Наиболее детально было исследовано Харампурское месторождение. Рассмотрим характер равновесий в верхнеюрском и нижне-среднеюрском водоносных комплексах на его примере (Новиков, 2020; Novikov, 2022).

В продуктивных пластах, приуроченных к верхневасюганской подсвите (пласт Ю₁) и пластах Ю₂ и Ю₃, относящихся к верхней подсвите тюменской свиты характер их взаимодействия оказался заметно различающимся, что хорошо видно при анализе результатов расчётов, приведённых в обобщённом виде (см. табл. 6.6).

Так, в пласте Ю₁¹ по соотношениям индивидуальных коэффициентов фугитивностей газов в залежах и подземных водах отмечается поступление из окружающих подземных вод в залежь водорода, метана, гелия и азота, по другим же газам, особенно по тяжёлым углеводородам наблюдается рассеивание их из залежи в пластовые воды. Отсюда можно сделать вывод о том, что залежь пласта Ю₁¹ на современном этапе разбавляется метаном подземных вод, направленно преобразуясь из нефтяного в газонефтяной тип. Залежь пласта Ю₁² характеризуется тем, что отмечается рассеивание из газовой составляющей залежей в окружающие подземные воды главным образом метана, этана, пропана, пентана и диоксида углерода, по аргону наблюдается относительное равновесие, это в свою очередь компенсируется поступлением в залежь водорода, бутана, гелия и азота. Отличие залежи от вышележащей наблюдается в том, что из нее

происходит рассеивание метана и утяжеление её состава, за счёт привноса бутана. В залежи пласта Ю₁³ наблюдается практически идентичное пласту Ю₁² перераспределение газов между залежами и подземными водами, отличие наблюдается лишь по водороду, гелию и аргону (см. табл. 6.6) (Новиков, 2020; Novikov, 2022).

Иной процесс протекает в залежах пласта Ю₁⁴. Происходит рассеивание из залежей в окружающие их подземные воды метана, лёгких углеводородов и диоксида углерода, что компенсируется одновременным поступлением из окружающих пластовых вод тяжёлых углеводородов, благородных газов и азота. Очевидно, что газовая часть залежей в настоящее время трансформируется в направлении утяжеления своего состава и изменения концентраций неуглеводородных газов. В этой связи можно предполагать продолжение процессов образования, миграции и накопления нефти вплоть до современного этапа геохимического развития на фоне прекращения образования и накопления газов. У последних сейчас проявляется начальный период рассеивания – растворение в окружающих подземных водах.

Пласты Ю₂ и Ю₃, приуроченные к верхней подсвите тюменской свиты, характеризуются протеканием процесса перераспределения газов, идентичного описанному выше для пласта Ю₁⁴.

По результатам проведённых расчётов можно сделать следующие выводы: 1) из всех выявленных на месторождении залежей, приуроченных к юрским водоносным комплексам, наблюдается рассеивание диоксида углерода; 2) пласт Ю₁, приуроченный к васюганской свите, является наиболее интересным с точки зрения прослеживания процессов перераспределения газов между залежами и окружающими их подземными водами. Это хорошо видно по существующей в нём геохимической неоднородности. Так в проницаемом пласте Ю₁¹ наблюдается преобразование залежи в газонефтяной тип. По мере погружения проницаемых пластов в них усиливается роль нефтеобразования, что заметно из установленного перераспределения газов между залежами и пластовыми водами (см. табл. 6.6); 3) по протеканию процессов перераспределения газов в пластах Ю₂ и Ю₃, приуроченных к тюменской свите, можно утверждать, что на текущей стадии развития водонапорной системы состав залежей видоизменяется в направлении усиления роли нефтеобразования по сравнению с относительно повышенным газообразованием в предшествующие этапы развития.

Залежи Губкинского, Комсомольского, Южно-Соленинского месторождений во многом схожи по характеру равновесий в системе вода – газ с детально изученными Харампурскими. Особняком стоит залежь пласта Ю₂₋₃ Малыгинского газоконденсатного месторождения, которая является наиболее глубокозалегающей из изученных (интервалы 3612-3620; 3636-3644 в скв. № 35). Основное ее отличие заключается в том, что помимо нормальной формы пентана, метана, диоксида углерода из нее рассеивается и азот. Все это компенсируется утяжелением газового

состава залежи поступлением из окружающих подземных вод тяжелых углеводородов (этана, пропана, бутана и изомерной формы пентана) (см. табл. 6.6).

Таким образом, анализ перераспределения газов между углеводородными залежами и приконтурными пластовыми водами показал (рис. 6.11-6.14), что залежи находятся преимущественно в нестабильном положении по отношению к вмещающим их водам. Практически из всех изученных залежей происходит рассеяние метана и углекислого газа и аргона, что компенсируется привносом в залежи гелия и азота, в разной степени гомологов метана. На многочисленном ряде залежей идет процесс их фазового переформирования в направлении утяжеления состава (Новиков, 2020; Novikov, 2022).

Можно говорить о некоторой специфике процессов перераспределения газов между залежами и окружающими их пластовыми водами в зависимости от фазового состава залежи. Наиболее интенсивно процессы обмена и переформирования протекают в пределах нефтегазоконденсатных и газоконденсатных залежей, а наименее интенсивно в нефтяных. Анализ изменения отношений индивидуальных фугитивностей газов в пластовых водах и углеводородных залежах выявил некоторые закономерности. Так, с глубиной отмечается рост отношения у метана, водорода, этана, пропана и диоксида углерода, что подтверждает ранее выполненные исследования Б.Н. Рыженко и В.П. Волкова по росту летучести газов в широком диапазоне температур и давлений (Рыженко, Волков, 1971). Бутан, пентан и гексан ведут себя значительно сложнее.

Результаты расчета взаимодействий в системе вода – газ показали, что зональность прогнозного – гипотетического состава свободной газовой фазы, кроме углеводородных и неуглеводородных газов, проявляется также в распределении гелий-аргонового отношения с глубиной, непосредственно связанного с абсолютным возрастом залежей УВ. В отличие от обычно применяемых методик расчета возраста газов, опирающихся на отношения гелия и аргона в подземных водах и дающих весьма проблематичные результаты, применяемый в программном комплексе HG-32 (Hydrogeo) алгоритм базируется на эмпирическом уравнении В.П. Савченко для свободных газов, полученном им на основе обобщения данных по большому числу месторождений всего мира. Так, прогнозный возраст возможных залежей, оцениваемый по водорастворенным газам, увеличивается с 20-23 млн. лет (верхний олигоцен) в верхах апт-альб-сеноманского комплекса до 40-87 млн. лет (эоцен-верхний мел) в низах неокомского (Новиков, 2018б; Новиков, 2020; Novikov, 2022). Полученные результаты хорошо согласуются с данными Н.Н. Немченко, А.С. Ровенской и М. Шоелла по изотопному составу природных газов гигантских залежей северных районов Западной Сибири (Немченко, Ровенская, Шоелл, 1999).

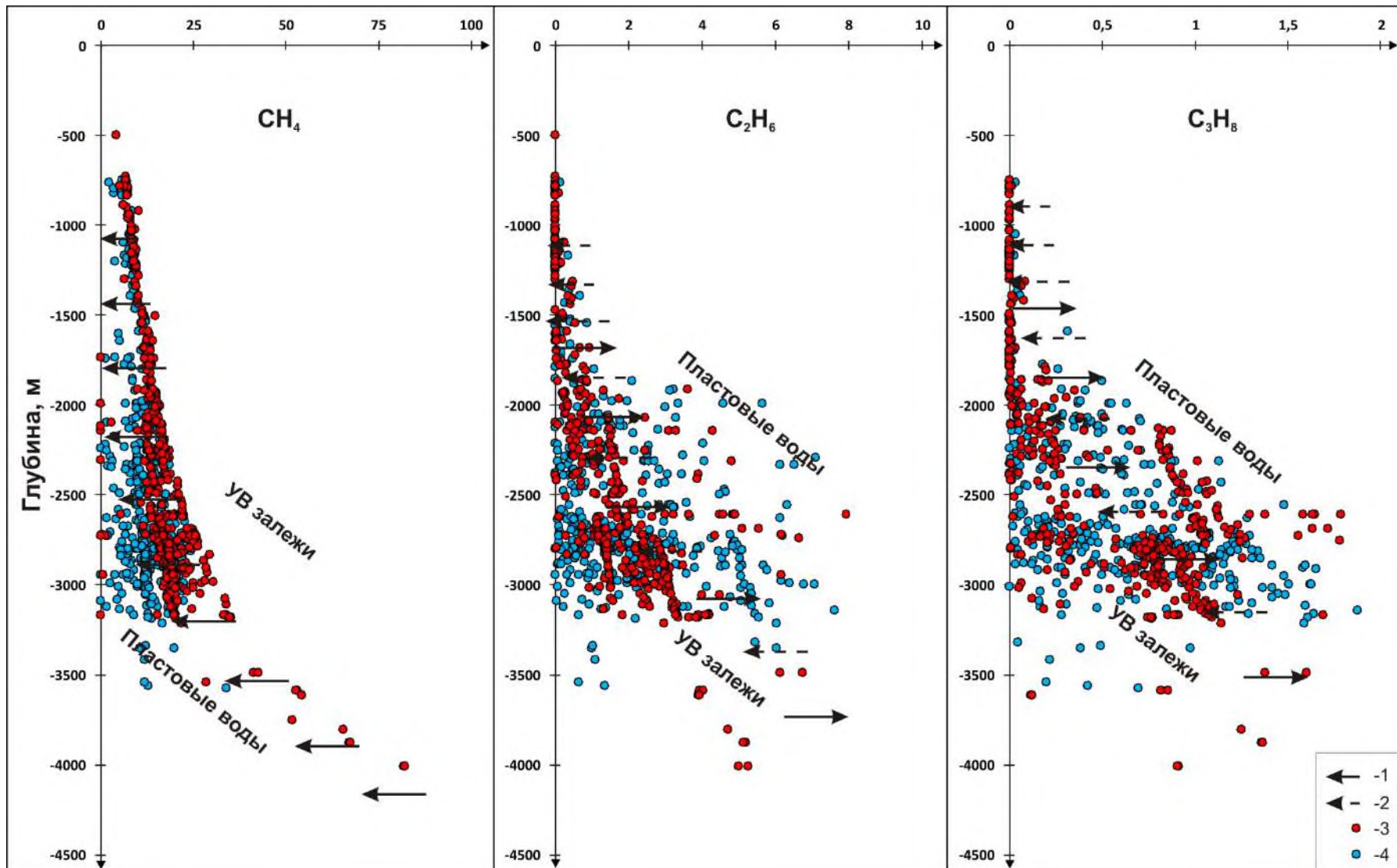


Рисунок 6.11. – Зависимость фугитивности CH_4 , C_2H_6 и C_3H_8 в пластовых водах и углеводородных залежах от глубины их залегания.

Направление диффузионного потока: 1 – из УВ залежи в пластовые воды, 2 – из пластовых вод в УВ залежь; фугитивность газа: 3 – в УВ залежи, 4 – в пластовых водах.

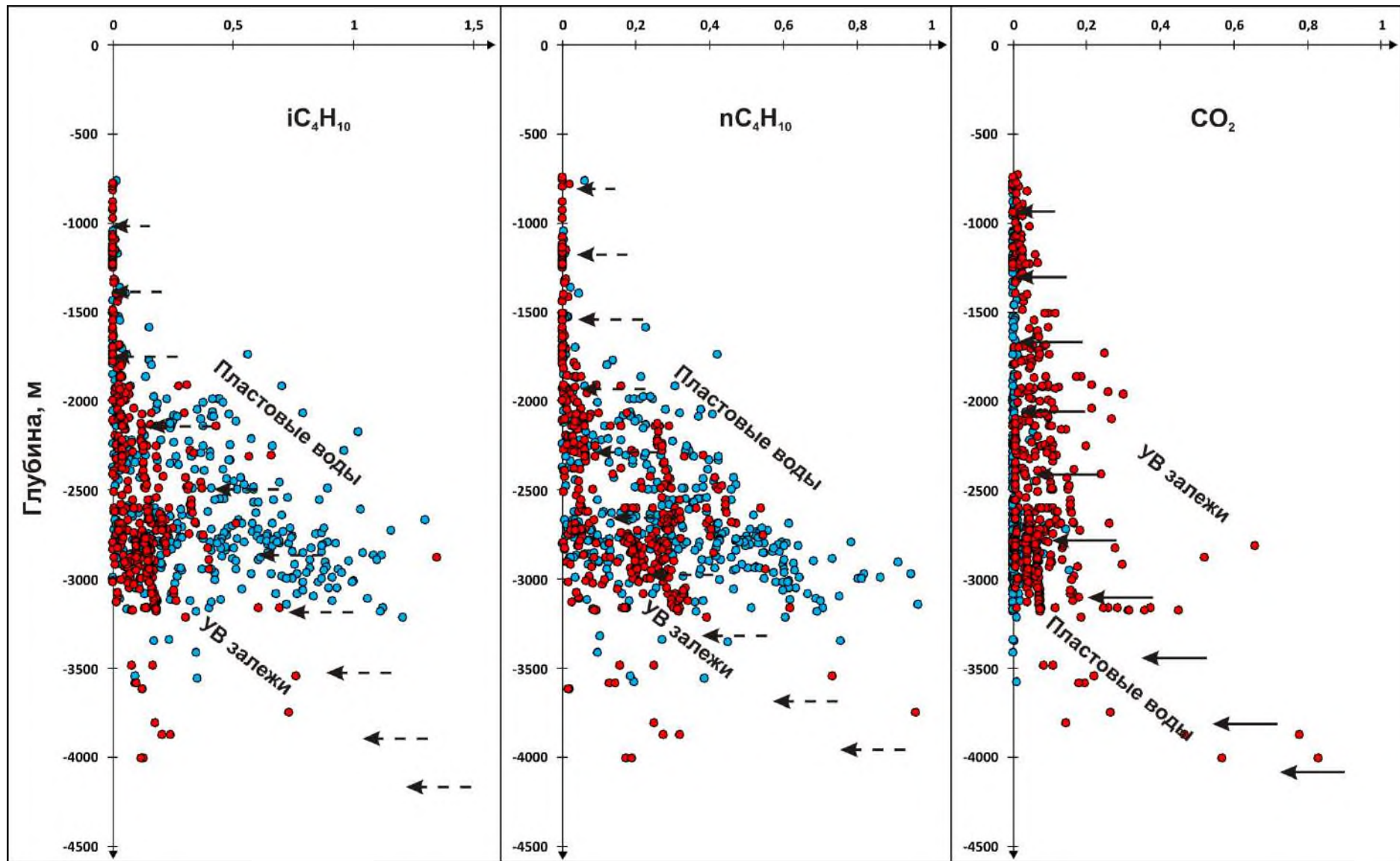


Рисунок 6.12. – Зависимость фугитивности iC_4H_{10} , nC_4H_{10} и CO_2 в пластовых водах и углеводородных залежах от глубины их залегания. Условные обозначения см. рис. 6.11.

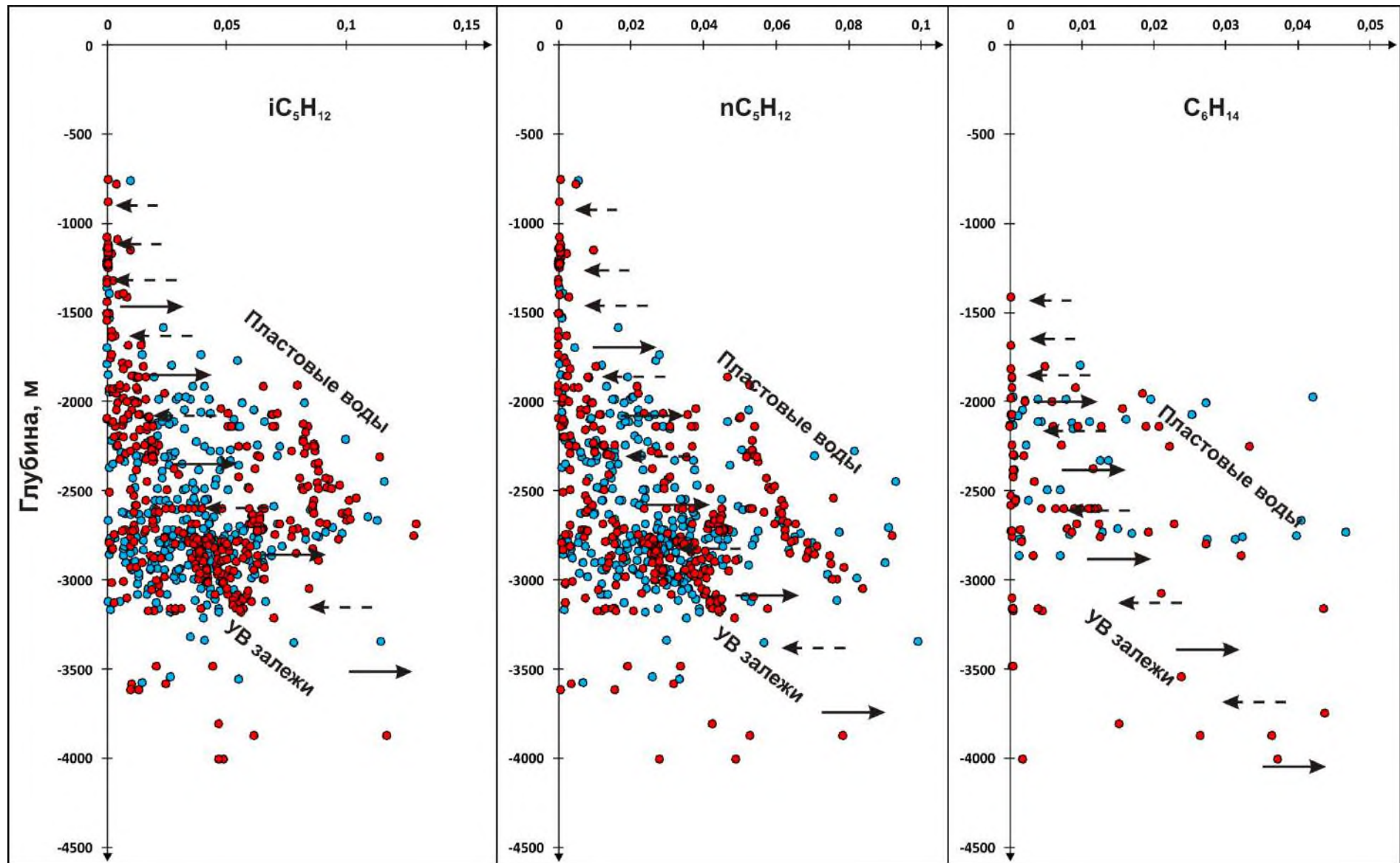


Рисунок 6.13. – Зависимость фугитивности iC_5H_{12} , nC_5H_{12} и C_6H_{14} в пластовых водах и углеводородных залежах от глубины их залегания. Условные обозначения см. рис. 6.11.

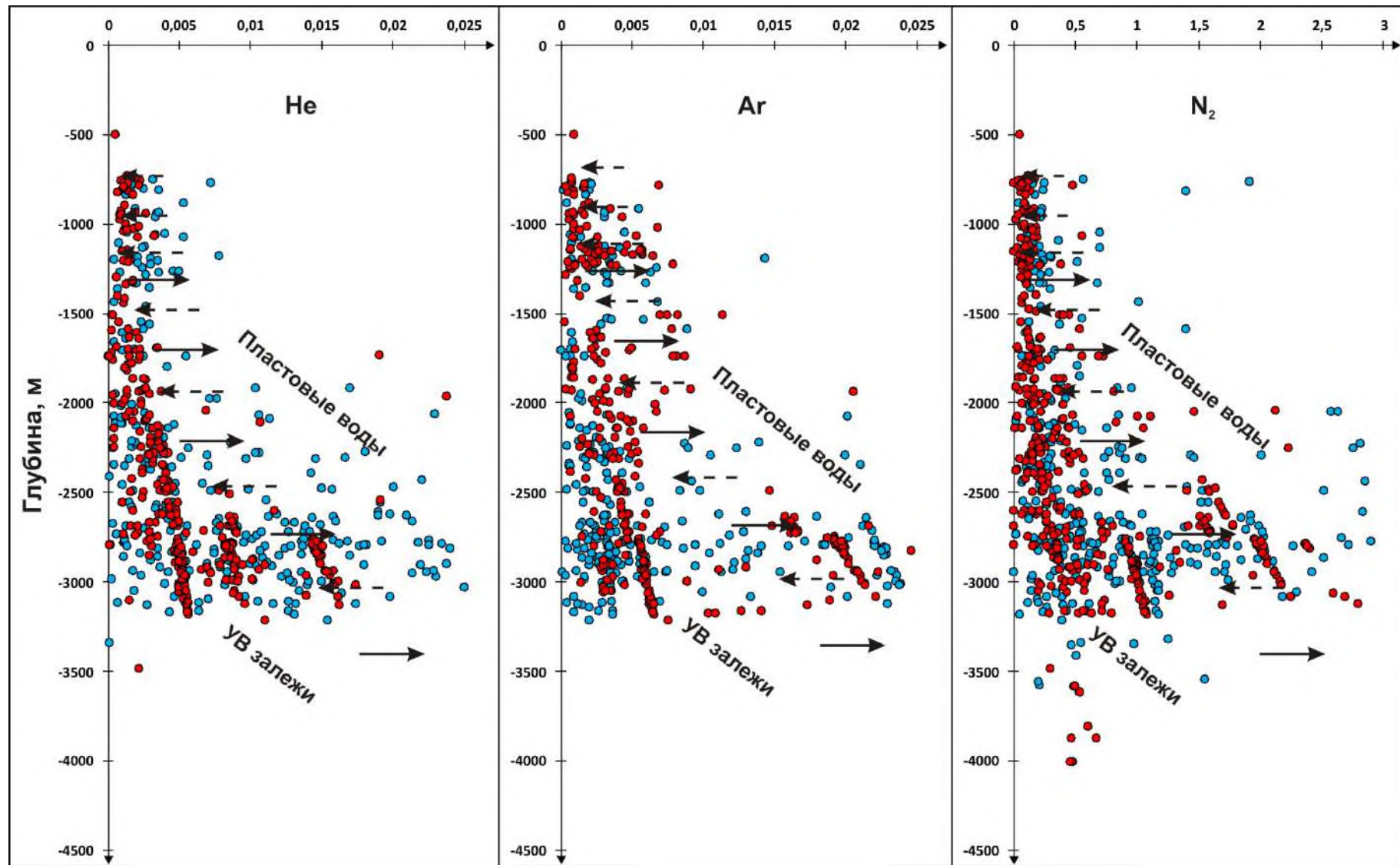


Рисунок 6.14. – Зависимость фугитивности He, Ar и N₂ в пластовых водах и углеводородных залежах от глубины их залегания. Условные обозначения см. рис. 6.11.

Таким образом, по установленному характеру равновесий, можно утверждать, что имеющиеся в юрско-меловых отложениях залежи нефти и газа выступают в качестве консервативного элемента литосферы, представляя собой «реликты» предшествующих этапов ее геолого-геохимической эволюции. Окружающие подземные воды являются более активной составляющей системы и заметно опережают их в своем геохимическом развитии. Это проявляется в различии соотношений фугитивности индивидуальных газов в подземных водах и залежах. Вследствие этого состав последних претерпевает медленное направленное изменение по пути установления равновесия, отвечающего наступившему качественно новому состоянию геохимической системы вода – газ (Новиков, 2020; Novikov, 2022).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В северных районах Западно-Сибирского осадочного бассейна гидрогеологическое строение выдержанных по простираению водоносных и водоупорных горизонтов нижнего гидрогеологического этажа усложняется от внутренних районов к периферии. Все мезозойские комплексы сложены преимущественно проницаемыми песчано-алевролитовыми породами, которые разделяются аргиллито-глинистыми водоупорами. От зоны активного водообмена (гипергенеза) верхнего гидрогеологического этажа они изолированы надежным региональным турон-олигоценным водоупором, экранирующие способности которого нарушаются лишь при литологическом замещении на проницаемые разности в прибортовых частях бассейна. В северных районах Западной Сибири повсеместно развита мощная криогенная толща, которая выступает региональным водоупорным горизонтом. Ее возникновение до образования современных форм рельефа предопределило длительно существующие условия затрудненного водообмена на большей части территории. Частичное оттаивание ММП в пойме р. Пур, Таз, Енисей и т.д., под их руслом и крупными озерами, а также на участках, приуроченных к тектоническим разломам, обуславливает в этих местах более активный водообмен.

Гидродинамические аномалии пониженных давлений в пределах апт-альб-сеноманского и неокомского водоносных комплексов связываются нами с наличием в их разрезе уникальных и крупных по запасам газовых и газоконденсатных залежей, особенно в сеномане. Случаи повышенных и аномально высоких давлений в их пределах трактуются в работе, как признак высокой степени гидрогеологической закрытости недр, характеризующий элизионный тип гидрогеологической системы. В настоящее время в исследуемом регионе мы имеем два типа природных водонапорных систем: элизионную во внутренних областях и инфильтрационную во внешних прибортовых. Особенно широко зоны АВПД развиты в юрских водоносных комплексах. Они доминируют в западных и центральных районах в верхнеюрских отложениях и в северных и центральных районах ниже-среднеюрских. В неокомском, верхнеюрском и ниже-среднеюрском водоносных комплексах отмечается присутствие обширных зон пьезоминимумов, протягивающихся вдоль основных очагов генерации нефти и газа (Большехетская и Карская мегасинеклизы), которые соотносятся с крупнейшими зонами нефтегазонакопления (Ванкоро-Сузунская, Бованенковская, Уренгойская и другие).

Структура геотермического поля изучаемого региона сформирована под воздействием большого числа факторов и имеет дифференцированное строение сложной конфигурации, являющееся следствием насыщенной событиями геологической истории. В целом

наблюдается закономерный рост пластовых температур по мере движения из прибортовых районов бассейна к внутренним и с погружением нефтегазоносных отложений. Особенности геотермического поля и вариация геотермических параметров в пределах изученных структур контролируется в основном: 1) структурным планом, 2) характером дизъюнктивной тектоники и 3) конвективным тепломассопереносом за счет обогревающего воздействия пластовых вод при межпластовых перетоках из более глубоких горизонтов.

Ионно-солевой состав изученных водоносных комплексов мела, юры и триас-палеозойских образований контролируется величиной общей минерализации и распределением основных солеобразующих макрокомпонентов. Наблюдается латеральная зональность в изменении химических типов подземных вод. Наименее минерализованные воды с величиной общей минерализации до 2-3 г/дм³ гидрокарбонатно-хлоридного натриево-кальциевого состава доминируют в периферийных районах ЗСОБ, где расположены современные области питания. По мере продвижения к осевой части бассейна с увеличением гидрогеологической закрытости недр растет величина общей минерализации подземных вод, а их состав становится хлоридным натриевым.

Сравнительный анализ средних спектров распределения микрокомпонентов в подземных водах контрастных геохимических обстановок в резко восстановительной для севера и окислительной для юга показал существенные различия. Как правило, все пики концентраций для вод нефтегазоносных отложений значительно выше, чем в инфильтрационных водах южной части ЗСОБ на один-два математических порядка, а для цинка, брома, стронция, йода и бария еще больше. Лишь уран отличается более высокими концентрациями в водах окислительных геохимических обстановок, где он мигрирует в виде уранил-иона. Усредненный микрокомпонентный состав подземных вод мезозойских нефтегазоносных отложений (в условиях восстановительной геохимической обстановки) можно представить в виде следующего ряда от большего к меньшему (мкг/дм³): Sr₄₉₉₄₁ > I₃₆₉₅₄ > Si₂₄₈₀₄ > Ba₂₄₀₈₂ > Br₂₁₈₇₉ > Fe₂₁₂₀₇ > B₁₁₀₅₄ > Mn₂₅₉₄ > Li₁₅₁₁ > Zn₁₀₅₇ > P₁₀₃₅ > Al₆₈₃ > Rb₁₁₆ > Cr₁₀₅ > Ni₁₀₄ > Se₅₈ > Cu₅₆ > Cs₂₇ > Pb₂₃ > Ge₂₀ > Ti₁₇ > Co₁₃ > V₁₁ > As_{8,50} > Mo_{7,49} > W_{6,48} > Te_{4,46} > Ce_{3,66} > Eu_{2,78} > Sc_{2,68} > Hg_{2,16} > Nd_{2,15} > La_{1,78} > Sm_{1,56} > 1 Y_{1,35} > Cd_{1,34} > Zr_{1,06} > Rh_{0,81} > Ga_{0,81} > Pr_{0,47} > Gd_{0,46} > Be_{0,42} > Dy_{0,36} > Sn_{0,35} > Sb_{0,34} > Ag_{0,33} > Nb_{0,24} > Th_{0,20} > Ru_{0,19} > Au_{0,18} > Tl_{0,17} > Er_{0,15} > Yb_{0,14} > U_{0,13} > Bi_{0,08} > Pd_{0,08} > Ho_{0,07} > Tb_{0,07} > In_{0,05} > Hf_{0,04} > Lu_{0,03} > Tm_{0,026} > Ta_{0,02} > Re_{0,01} > Pt_{0,01} > Os_{0,01} > 0,01 > Ir_{0,01}. На всех профилях РЗЭ отчетливо просматривается яркая положительная европиевая аномалия (Eu/Eu* – 107,2-203,3). Во всех изученных водах наблюдается высокое фракционирование редкоземельных элементов (La_n/Yb_n – средние значения варьируют в интервале от 19,2 до 108,3) с резким доминированием легких РЗЭ.

Содержания природных радионуклидов варьируют в широком интервале (мкг/дм^3): U $4,90 \cdot 10^{-4}$ – $5,14 \cdot 10$, Th $1,90 \cdot 10^{-3}$ – $8,93 \cdot 10$. По физико-химическим условиям уран в изученных пробах подземных вод должен быть неподвижен, при этом его значительное количество все же мигрирует за счет образования разнообразных комплексов (в основном $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$) в нейтрально-щелочных условиях. Кроме того, присутствие железа в растворе также влияет на мобилизацию U, который может входить в состав гидроксидов железа при превращении ферригидрита в гетит, а также сорбироваться на последнем. На миграционную способность U также влияют находящиеся в растворе Ca, Mg, HCO_3 и Fe, выступающие комплексообразующими агентами. Установлено, что Th/U отношение изменяется от 0,07 до 93,1, при среднем значении 5,5. Формирование радионуклидного состава подземных вод нефтегазоносных отложений шло в резко восстановительной среде в условиях элизионного водообмена с высокими пластовыми температурами и давлениями, вплоть до аномально высоких с коэффициентами аномальности до 2,0 и более.

Основными факторами, определяющими инверсионный тип вертикальной гидрогеохимической зональности в пределах северных районов ЗСОБ являются: 1) характер гидродинамического режима и степень гидрогеологической закрытости недр), 2) обстановки седиментогенеза в разные геологические эпохи, 3) геологическая эволюция системы вода – порода – газ – органическое вещество, 4) наличие в разрезе вулканогенно-осадочного комплекса триаса, 5) вертикальная миграция рассолов из палеозойского фундамента в вышезалегающие отложения осадочного чехла.

Сравнительный анализ гидрогеохимических особенностей нефтегазоносных бассейнов Арктического сектора Земли установил, что подземные воды юрско-меловых водоносных комплексов северных районов ЗСОБ по всем геохимическим характеристикам относятся гидрогеохимической группе начальной стадии катагенетических изменений. Она представлена солоноватыми, солеными водами и слабыми рассолами пестрого состава с величиной общей минерализации до $60\text{--}70 \text{ г/дм}^3$. Подземные воды имеют преимущественно $\text{HCO}_3\text{--Cl Na}$, $\text{Cl--HCO}_3 \text{ Na}$, Cl Na , иногда Cl Na--Ca состав. Отличаются низкими отношениями Ca/Cl до 0,05 и $\text{Br/Cl} \cdot 10^3$ до 8, высокими коэффициентами rNa/rCl в интервале 0,9–2,0 и Cl/Br – 150–850.

Выполненный комплекс палеогидрогеологических и палеогидрогеохимических реконструкций позволяет сделать следующие выводы: 1) Преимущественно морской режим осадконакопления в мезозое господствовал в северных и арктических районах Западной Сибири до конца готеривского века и практически на протяжении всего верхнего мела, наиболее глубоководным бассейн был в волжское время. 2) Существенного изменения химического состава Арктического бассейна на границах триасового и юрского периодов не

произошло. Фиксировались закономерные уменьшения концентраций калия и натрия и увеличение суммы кальция и магния. На рубеже средней и поздней юры из-за углубления бассейна минерализация сингенетичных вод могла достигать 35-38 г/дм³. 3) На основе анализа современной гидрогеохимии нефтегазоносных отложений с учетом палеогидрогеохимических реконструкций установлено, что в разрезе доминируют седиментогенные воды, в некоторых случаях разбавленные инфильтрационными, проникшими при регрессии морского бассейна. 4) Сравнительный анализ геохимических особенностей захороненных сингенетичных и современных подземных вод основных водоносных комплексов выявил весьма значительные различия. По величине общей минерализации выявлены области положительных и отрицательных аномалий. Их природа связана с развитием процессов элизионного водообмена. Геостатическая (литостатическая) водонапорная система на глубинах 2-2,5 км переходит в термдегидратационную, что проявляется широким развитием АВПД. 5) За счет метаморфизма рассеянного органического вещества воды обогатились биогенными элементами (йод, бор, аммоний, фосфор и т. д.). По сравнению с морской водой у них отмечается наибольшая степень концентрирования: у аммония (99-110) и йода (89-387), средняя – у бора (3-10) и кремнезема (6-17) и низкая – у брома (1-1,3). 6) Системе «вода – порода – газ – органическое вещество» принадлежит ключевая роль в процессах формирования химического состава подземных вод нефтегазоносных отложений.

Широкий интервал значений δD и $\delta^{18}O$ указывает на существенные изменения палеоклиматических условий, при которых происходило формирование и захват сингенетической влаги породами: от теплых до прохладных. Для большинства изученных вод наблюдаются выраженные изотопные кислородные сдвиги, что указывает на теплые климатические условия формирования влаги с активным испарением ее с поверхности древних бассейнов и дальнейшее преобразование изотопного состава кислорода вод при взаимодействии с окружающими породами. Полученные тренды изменения изотопного состава захороненных вод, а также величин d и КС хорошо совпадают с предполагаемыми изменениями палеоклиматических условий исследованного региона и могут служить условным палеотермометром.

Установлено, что для изученных вод в целом наблюдается постепенное их насыщение водорастворенным неорганическим углеродом с увеличением возраста водовмещающих пород, при этом его изотопный состав изменяется нелинейно, варьируя от глубоко отрицательных до положительных значений согласно волнообразной функции. Предположено, что такая вариация может быть связана с изменением механизма преобразования ОВ в водах и конкурирующими процессами термической органодеструкции, метаногенеза, сульфатредукции и сульфат-метанового перехода, осложненных карбонат-

силикатным выветриванием. Конкретные детали протекания этого комплексного процесса требуют дополнительных исследований, выходящих за рамки настоящей работы, но важнейшим наблюдением здесь выступила гомогенизация изотопного состава DIC.

При пластовых температурах, изменяющихся от 80 до 100°C все без исключения изученные воды пересыщены относительно кальцита, и способны высаживать их в виде вторичной минеральной фазы. Вследствие того, что с увеличением температуры растворимость кальцита уменьшается, мы наблюдаем наибольшую степень насыщения вод этим минералом в наиболее погруженных горизонтах. При анализе степени насыщения изученных подземных вод относительно алюмосиликатных минералов можно предположить некоторые тенденции в эволюции системы вода-порода. Если принять, что процессы взаимодействия подземных вод с вмещающими породами северных районов (наиболее погруженных) изучаемого региона находятся на более поздней стадии, чем южных, и учесть сдвиг точек состава вод на термодинамических диаграммах, то можно проследить направление эволюции системы на этапе катагенеза. Формирование аутигенных минералов происходит последовательно (каолинит – монтмориллонит – иллит – слюды – хлорит – альбит – микроклин) при определенных геохимических параметрах среды (Eh, pH, концентрации в растворе SiO₂, Al, Na, K, Ca, Mg).

По установленному характеру равновесий, можно утверждать, что имеющиеся в юрско-меловых отложениях залежи нефти и газа выступают в качестве консервативного элемента литосферы, представляя собой «реликты» предшествующих этапов ее геолого-геохимической эволюции. Окружающие подземные воды являются более активной составляющей системы и заметно опережают их в своем геохимическом развитии. Это проявляется в различии соотношений фугитивности индивидуальных газов в подземных водах и залежах. Вследствие этого состав последних претерпевает медленное направленное изменение по пути установления равновесия, отвечающего наступившему качественно новому состоянию геохимической системы вода – газ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Азиз, Х. Математическое моделирование пластовых систем / Х. Азиз, Э. Сеттари. – Москва-Ижевск: ИКИ, 2004. – 416 с.
- Александров, Б. Л. Аномально-высокие пластовые давления в нефтегазоносных бассейнах / Б. Л. Александров. – М.: Недра, 1987. – 216 с.
- Александров, В. А. Классификация минеральных вод. Основы курортологии / В. А. Александров. – М.: Госмедиздат, 1932. – Т. 1. – 214 с.
- Алексеев, Г. И. Методика изучения уплотнения терригенных пород при палеогеологических реконструкциях / Г. И. Алексеев, В. Н. Андреев, А. А. Горелов, Л. Л. Казьмин. – М.: Наука, 1982. – 144 с.
- Алексеев, С. В. Особенности геохимической эволюции хлоридных кальциевых рассолов Оленекского криоартезианского бассейна в позднем кайнозое / С. В. Алексеев, Л. П. Алексеева, С. Л. Шварцев, Н. С. Трифонов, Е. С. Сидкина // Геохимия. – 2017. – № 5. – С. 429–444.
- Алексеева, Л. П. Геохимия подземных льдов, соленых вод и рассолов криоартезианских бассейнов северо-востока Сибирской платформы / Л. П. Алексеева, С. В. Алексеев // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59. – № 2. – С. 183–197.
- Ансимов, В. В. Березово-Шаимский нефтегазоносный район / В. В. Ансимов, В. Г. Васильев, Л. И. Ровнин и др. – М.: Гостоптехиздат, 1962. – 96 с.
- Антонов, П. Л. Дальность и продолжительность диффузии газов из залежей в законтурные воды / П. Л. Антонов // Газовая промышленность. – 1963. – № 9. – С. 1–6.
- Анциферов, А. С. Гидрогеология древнейших нефтегазоносных толщ Сибирской платформы / А. С. Анциферов. – М.: Недра, 1989. – 176 с.
- Анциферов, А. С. Гидрогеология Иркутского нефтегазоносного бассейна / А. С. Анциферов, А. С. Артеменко, О. В. Зехова. – Иркутск: Вост-СибНИИГГиМС, 1971. – 124 с.
- Аплонов, С. В. Новые данные о строении и перспективах нефтегазоносности Мезенского бассейна / С. В. Аплонов, Б. А. Лебедев, Н. В. Тимошенкова // Доклады Академии Наук. – 2004. – Т. 396. – № 1. – С. 71–16.
- Бабин, Г. А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-44 / Г. А. Бабин, А. И. Черных, А. Г. Головина, С. В. Жигалов и др. – Новосибирск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 392 с. + 4 вкл.
- Баренблатт, Г. И. Теория нестационарной фильтрации жидкости / Г. И. Баренблатт, В. М. Ентов, В. М. Рыжик. – М.: Недра, 1972. – 288 с.

Барс, Е. А. Гидрогеологические закономерности размещения залежей нефти и газа / Е. А. Барс (отв. ред.). – М.: Наука, 1978. – 144 с.

Барс, Е. А. Гидрогеологические и палеогидрогеологические обстановки нефтегазоносных областей / Е.А. Барс (отв. ред.). – М.: Наука, 1968. – 96 с.

Басков, Е. А. Основы палеогидрогеологии рудных месторождений / Е. А. Басков. – Л.: Недра, 1983. – 263 с.

Басниев, К. С. Нефтегазовая гидромеханика / К. С. Басниев, Н. М. Дмитриев, Г. Д. Розенберг. – Москва-Ижевск: ИКИ, 2005. – 544 с.

Басниев, К. С. Подземная гидравлика / К. С. Басниев, А. М. Власов, И. Н. Кочина, В. М. Максимов. – М.: Недра, 1986. – 303 с.

Баулин, В. В. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности / В. В. Баулин, Е. Б. Белопухова, Г. И. Дубиков, Л. М. Шмелев. – М.: Наука, 1967. – 214 с.

Баулин, В. В. Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР / В. В. Баулин. – М.: Недра, 1985. – 176 с.

Беляев, С. Ю. Структура юрского комплекса севера Широкого Приобья (Западная Сибирь) / Беляев С. Ю., Е. В. Деев, С. С. Ершов и др. // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – № 9. – С. 1354–1361.

Бененсон, В. А. Геолого-геофизические особенности доверхнепалеозойских отложений Западно-Сибирской плиты в связи с их нефтегазоносностью / В. А. Бененсон // Геология нефти и газа. – 1989. – № 12. – С. 6–10.

Биркгоф, Г. Гидродинамика / Г. Биркгоф. – М.: Изд. иностр. лит-ры, 1963. – 244 с.

Близниченко, С. И. Нефтяные и газовые месторождения / С. И. Близниченко, И. А. Иванов, Карогодин Ю. Н., В. В. Коптев, Ф. К. Салманов, А. В. Тянь // Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГиМС. – М.: Изд-во «Недра», 1972. – Вып. 131. – С. 89–161.

Бодунов, Е. И. Геология, гидрогеология и геохимия нефти и газа южного склона Анабарской антеклизы / Е. И. Бодунов, В. Л. Белецкий, Г. С. Фрадкин и др. – Якутск: Изд. ЯФ СО АН СССР, 1986. – 176 с.

Бондаренко, Н. Ф. Физика движения подземных вод / Н. Ф. Бондаренко. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 215 с.

Борзенко, С. В. Основные формы миграции металлов в присутствии гуминовых веществ в содовых озерах Восточного Забайкалья / С. В. Борзенко, И. А. Фёдоров // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2019. – Т. 330. – № 3. – С. 18–27.

Борзенко, С. В. Распределение редкоземельных элементов в водах и донных осадках минеральных озер Восточного Забайкалья (Россия) / С. В. Борзенко, Л. В. Замана, О. В. Зарубина // Литология и полезные ископаемые. – 2017. – № 4. – С. 306–321. -а

Борзенко, С. В. Уран, литий и мышьяк в соленых озерах Восточного Забайкалья / С. В. Борзенко, Л. В. Замана, В. П. Исупов, С. С. Шацкая // Химия в интересах устойчивого развития. – 2017. – Т. 25. – № 5. – С. 479–488. -б

Бородкин, В. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности нижнемеловых отложений в пределах Среднемессояхского вала и Большехетской впадины Севера Западной Сибири / В. Н. Бородкин, А. Р. Курчиков, А. С. Недосекин, С. М. Зарипов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2011. – № 7. – С. 11–20.

Бородкин, В. Н. Литолого-фациальная и литолого-петрографическая характеристика сейсмофациальных комплексов неокома севера Западной Сибири / В. Н. Бородкин, А. М. Брехунцов, И. И. Нестеров и др. // Горные ведомости. – 2007. – № 10. – С. 36–52.

Бочеввер, Ф. М. Основы гидрогеологических расчетов / Ф. М. Бочеввер., И. В. Гармонов, А. В. Лебедев, В. М. Шестаков. – М.: Недра, – 1965. – 306 с.

Бочкарев, В. С. Строение фундамента Западно-Сибирской плиты и некоторые общие вопросы тектоники платформенных областей / В. С. Бочкарев // Проблемы тектоники нефтегазоносных областей Сибири: Тр. ЗапСибНИГНИ. – Тюмень, 1977. – Вып. 125. – С. 5–12.

Брехунцов, А. М. Бованенковское нефтегазоконденсатное месторождение / А. М. Брехунцов, В. Н. Битюков // Горные ведомости. – № 7. – 2005. – С. 94–97.

Брехунцов, А. М. Закономерности размещения залежей нефти и газа Западной Сибири / А. М. Брехунцов, Б. В. Монастырев, И. И. Нестеров (мл.) // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 8. – С. 1001–1012.

Брехунцов, А. М. Уренгойское нефтегазоконденсатное месторождение / А. М. Брехунцов, В. Н. Битюков // Горные ведомости. – 2005. – № 6. – С. 102–105.

Брехунцов, А. М. Ямбургское нефтегазоконденсатное месторождение / А. М. Брехунцов, В. Н. Битюков // Горные ведомости. – 2005. – № 6 – С. 120–127.

Брилинг, И. А. Фильтрация в глинистых породах / И. А. Брилинг. – М.: ВИЭМС, 1984. – 57 с.

Букаты, М. Б. Гидрогеологическое строение западной части Сибирской платформы (в связи с поисками, разведкой и разработкой месторождений нефти и газа) / М. Б. Букаты // Геология и геофизика. – 2009. Т. 50. – № 11. – С. 1201–1217.

Букаты, М. Б. Методика моделирования водно-газовых равновесий в связи с прогнозом нефтегазоносности / М. Б. Букаты // Геология нефти и газа. – 1992. – № 1. – С. 7–9.

Букаты, М. Б. Моделирование геохимического поведения урана в подземных водах юго-восточной окраины Западно-Сибирского бассейна / М. Б. Букаты, Е. М. Дутова, А. А. Балобаненко, К. И. Кузеванов // Разведка и охрана недр. – 2010. – № 11. – С. 49–54.

Букаты, М. Б. Обработка и интерпретация данных в нефтегазопроисковой гидрогеологии / М. Б. Букаты, В. А. Зуев // Учебное пособие. – Томск: ТПУ, 1990. – 96 с.

Букаты, М. Б. Равновесие подземных рассолов Тунгусского бассейна с минералами эвапоритовых и терригенных фаций / М. Б. Букаты // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – № 5. – С. 750–763.

Букаты, М. Б. Разработка программного обеспечения в области нефтегазовой гидрогеологии / М. Б. Букаты // Разведка и охрана недр. – 1997. – № 2. – С. 37–39.

Букаты, М. Б. Рекламно-техническое описание программного комплекса HydroGeo / М. Б. Букаты. – М.: ВНИИЦ, 2005. – 7 с.

Бэтчелор, Дж. Введение в динамику жидкости / Дж. Бэтчелор. – М.: Мир, 1973. – 792 с.

Вакуленко, Л. Г. Изотопно-геохимические особенности аутигенных карбонатов продуктивного горизонта Ю₁ Верх-Тарского нефтяного месторождения (юг Западной Сибири) / Л. Г. Вакуленко, О. Д. Николенко, Д. А. Новиков, П. А. Ян // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2020. – № 4. – С. 20–28.

Валяшко, М. Г. Экспериментальное исследование взаимодействия метаморфизованных морских рассолов с карбонатом кальция / М. Г. Валяшко, Н. К. Власова // Геохимия. – 1971. – № 5. – С. 610–615.

Вассоевич, Н. Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков / Н. Б. Вассоевич // Новости нефт. техники. Геология. – 1960. – № 4. – С. 11–15.

Вернадский, В. И. История минералов земной коры. Т. 1: История природных вод / В. И. Вернадский. – Л.: Госхимтехиздат, 1933. – Ч. 1. – Вып. 1. – 202 с.

Вернадский, В. И. Очерки геохимии / В. И. Вернадский. – Л.: Горгеонефтеиздат, 1934. – 380 с.

Верховская, Л. А. Математическое моделирование геохимического поля в поисковых целях / Л. А. Верховская, Е. П. Сорокина. – М.: Недра, 1981. – 186 с.

Ветштейн, В. Е. Особенности формирования и нефтегазопроисковое значение изотопного состава пластовых вод и поровых растворов / В. Е. Ветштейн, В. Г. Артемчук, А. Д. Назаров // Геология нефти и газа: научно-технический журнал. Министерство природный

ресурсов и экологии Российской Федерации; Газпром; Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ). – 1981. – № 6. – С. 35–43.

Винокуров, С. Ф. Особенности распределения лантаноидов в смолисто-асфальтовых фракциях один из геохимических критериев источников микроэлементов в нефти / С. Ф. Винокуров, Р. П. Готтих, Б. И. Писоцкий // Геохимия. – 2010. – № 4. – С. 377–389.

Водяницкий, Ю. Н. Геохимическое фракционирование лантанидов в почвах и горных породах (обзор литературы) / Ю. Н. Водяницкий // Почвоведение. – 2012. – № 1. – С. 69–81.

Вожов, В. И. Гидрогеологические условия месторождений нефти и газа Сибирской платформы / В. И. Вожов. – М.: Недра, 1987. – 204 с.

Вожов, В. И. Подземные воды и гидроминеральное сырье Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции / В. И. Вожов. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2006. – 209 с.

Вологодина, И. В. Природно-техногенные минеральные новообразования на водозаборах Томской области / И. В. Вологодина, Е. М. Дутова, Д. С. Покровский, В. Д. Покровский, И. В. Радюк. // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География. – 2015. – № 3. – С. 58–72.

Всеволожский, В. А. Подземный сток и водных баланс платформенных структур / В. А. Всеволожский. – М.: Недра, 1983. – 167 с.

Вышемирский, В. С. Нефтегазоносность палеозоя юго-востока Западно-Сибирской плиты / В. С. Вышемирский, Н. П. Запывалов // Нефтегазоносность Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск: СО РАН, 1981. – С. 90–104.

Гавич, И. К. Гидрогеодинамика / И. К. Гавич. – М.: Недра, 1988. – 349 с.

Гавич, И. К. Основы гидрогеологии. Гидрогеодинамика / И. К. Гавич, И. С. Зекцер, В. С. Ковалевский, Л. С. Язвин, Е. В. Пиннекер, С. С. Бондаренко, Л. В. Боровский, А. А. Дзюба. – Новосибирск: Наука, 1983. – 244 с.

Гармонов, И. В. Основные задачи по динамике подземных вод / И. В. Гармонов, А. В. Лебедев. – М.: Госгеоллиздат, 1952. – 244 с.

Гаррелс, Р. М. Растворы, минералы, равновесия / Р. М. Гаррелс, Ч. Л. Крайст. – М.: Мир, 1968. – 367 с. (пер. с англ.)

Гаськова, О. Л. Состав рассолов и минеральная зональность донных отложений содовых озер кулундинской степи (Западная Сибирь) / О. Л. Гаськова, В. Д. Страховенко, Е. А. Овдина // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 10. – С. 1514–1527.

Гаськова, О. Л. Термодинамическая модель сорбции двухвалентных тяжелых металлов кальцитом в природно-техногенных обстановках / О. Л. Гаськова, М. Б. Букаты, Г. П. Широнослова, В. Г. Кабанник // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 2. – С. 115–126.

Гаськова, О. Л. Термодинамическое моделирование равновесий на межфазовой границе минерал/раствор методом минимизации свободной энергии Гиббса / О. Л. Гаськова, М. Б. Букаты // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. – 2008. – № 3. – С. 261–268.

Гаськова, О. Л. Физико-химическое моделирование высокотемпературных стадий отложения золота Лугоканского месторождения (Восточное Забайкалье) / О. Л. Гаськова, Ю. О. Редин, П. А. Неволько, М. Н. Колпакова, О. С. Наймушина // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2018. – Т. 329. – № 10. – С. 57–66.

Геокриологический прогноз для Западно-Сибирской газоносной провинции. – Новосибирск.: Наука, 1983. – 180 с.

Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода–порода: Система вода–порода в условиях зоны гипергенеза / С. Л. Шварцев и др.; отв. редактор тома Б. Н. Рыженко. – Издательство СО РАН, 2007. – 389 с.

Геология и геохимия природных горючих газов: Справочник / В. И. Ермаков, Л. М. Зорькин, В. А. Скоробогатов, В. И. Старосельский; под ред. И. В. Высоцкого. – М.: Недра, 1990. – 315 с.

Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности / Под ред. Д. В. Дробышева, В. П. Казаринова. – Л.: Гостоптехиздат, 1958. – 271 с.

Геология и полезные ископаемые России. Т.2: Западная Сибирь / Под ред. А. Э. Конторовича, В. С. Суркова. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. – 476 с.

Геология нефти и газа Западной Сибири / А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов и др. – М.: Недра, 1975. – 678 с.

Геология, гидрогеология и геохимия нефти и газа южного склона Анабарской антеклизы / Ред. Е. И. Бодунов. – Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1986. – 176 с.

Геохимические критерии выявления коллекторов и прогноза их нефтегазоносности в терригенных отложениях Пур-Тазовской НГО / Е. Р. Исаева, В. Г. Ворошилов, Т. В. Тимкин, М. Ziiai // Изв. ТПУ. Инжиниринг георесурсов. – 2018. – Т. 329. – № 4. – С. 132–141.

Геохимические методы поисков нефтяных и газовых месторождений // Труды совещания по геохимическим методам. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – 458 с.

Гидрогеология СССР, Т. 44, Архангельская и Вологодская области / Под ред А. В. Сидоренко. – Москва: Недра, 1969. – 300 с.

Гидрогеология СССР. Т. 16. Западно-Сибирская равнина / Под. ред. А. В. Сидоренко. – М.: Недра, 1970. – 368 с.

Гидрохимическая зональность юрских и меловых отложений Западно-Сибирского бассейна / Б. П. Ставицкий, А. Р. Курчиков, А. Э. Конторович, А. Г. Плавник // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45. – № 744. – С. 826–832.

Гиматудинов, Ш. К. Физика нефтяного и газового пласта / Ш. К. Гиматудинов. – М.: Недра, 1971. – 312 с.

Гинсбург, Г. Д. Геотермическая характеристика района / Г. Д. Гинсбург // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Сборник научных статей. – Л.: 1971. – С. 72–82.

Гинсбург, Г. Д. Некоторые характерные черты геохимической зональности подземных вод в юго-западной части Енисей-Хатангского прогиба / Г. Д. Гинсбург, Г. А. Иванова // Геология и нефтегазоносность мезозойских прогибов севера Сибирской платформы. – Л.: НИИГА, 1977. – С. 70–82.

Гинсбург, Г. Д. О подземных водах Усть-Енисейской впадины / Г. Д. Гинсбург, Г. А. Иванова, М. Х. Сапир, Е. Г. Бро, Ю. В. Федоров // Гидрогеология Енисейского севера. – Л.: Изд-во НИИГА. – 1969. – Вып. 1. – С. 6–23.

Гинсбург, Г. Д. Подземные воды / Г. Д. Гинсбург, Г. А. Иванова // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. – Л.: Изд-во НИИГА, 1971. – С. 66–72.

Гинсбург, Г. Д. О причинах низких пластовых давлений на севере Сибири / Г. Д. Гинсбург, А. Е. Гуревич, А. Д. Резник // Советская геология. – 1971. – № 9. – С. 45–58.

Гинсбург, Г. Д. Основные черты геохимии подземных вод в юрско-меловой толще юго-западной части Енисей-Хатангской нефтегазоносной области / Г. Д. Гинсбург, Г. А. Иванова // Енисей-Хатангская нефтегазоносная область. – Л.: Изд-во НИИГА, 1974. – С. 70–85.

Глотов, В. Е. Гидрогеологические зональности осадочных бассейнов северо-восточного фланга Корякского орогенного пояса / В. Е. Глотов, Л. П. Глотова // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2015. – № 4. – С. 49–59.

Глотов, В. Е. Гидрогеология осадочных бассейнов северо-востока России и особенности формирования подземных вод / В. Е. Глотов // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2008. – № 1. – С. 12–32.

Глотова, Л. П. Особенности распространения бальнеологических ресурсов Северо-Востока России / Л. П. Глотова, В. Е. Глотов // Вестник ДВО РАН. – 2007. – № 6. – С. 79–94.

Голышев, С. И. Изотопный состав водорода, кислорода, углерода подземных вод юго-восточной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна / С. И. Голышев, В. Г. Иванов // Геохимия. – 1983. – С. 1024–1028.

Гольдберг, В. М. Проницаемость и фильтрация в глинах / В. М. Гольдберг, Н. П. Скворцов. – М.: Недра, 1986. – 161 с.

Гончаров, В. И. Топливо-энергетический потенциал северо-востока России / В. И. Гончаров, В. Е. Глотов, А. В. Гревцев // Тихоокеанская геология. – 2001. – Т. 20. – № 4. – С. 35–46.

Гордеев, Д. И. М.В. Ломоносов – основоположник геологической науки. / Д. И. Гордеев. – М.: изд-во МГУ, 1953. – 158 с.

Горшков, В. Н. Палеогеотермические критерии распределения нефти и газа в осадочном чехле севера Западно-Сибирской плиты / В. Н. Горшков, Т. П. Волкова, Г. Л. Горбенко, Г. В. Амплеева // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1986. – № 3. – С. 115–122.

Готтих, Р. П. Геохимические особенности нефти различных регионов и возможный источник металлов в ней / Р. П. Готтих, Б. И. Писоцкий, Д. З. Журавлев // Доклады Академии Наук. – 2008. – Т. 422. – № 1. – С. 88–92.

Грамберг И. С. Палеогидрогеохимия терригенных толщ / И. С. Грамберг. – Л.: Недра, 1973. – 172 с.

Григорьев, Н. А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры / Н. А. Григорьев // Уральский геологический журнал. – 2010. – № 3. – С. 85–90.

Григорьев, Н. А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры / Н. А. Григорьев. – Екатеринбург: УРО РАН, 2009. – 383 с.

Гурари, Ф. Г. Геологическое строение и нефтегазоносность нижней-средней юры Западно-Сибирской провинции / Ф. Г. Гурари, В. П. Девятов, В. И. Дёмин и др. – Новосибирск: Наука, 2005. – 156 с.

Гурари, Ф. Г. Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности - новой нефтяной базы СССР / Ф. Г. Гурари, В. П. Казаринов, Ю. К. Миронов и др., ред. Н. Н. Ростовцев, А. А. Трофимук. – Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. – 201 с.

Гуревич, М. С. Гидрогеологические и гидрогеохимические показатели нефтегазоносности / М. С. Гуревич // Проблема нефтегазоносности Средней Азии. – М.: Гостехиздат, 1961. – Вып. 2. – С. 393–421.

Гусева, Н. В. Гидрохимический баланс системы озер Иткуль - Шира (Хакасия, Российская Федерация) / Н. В. Гусева, О. Г. Савичев // Сибирский экологический журнал. – 2016. – Т. 23. – № 5. – С. 718–728.

Гусева, Н. В. Формирование химического состава подземных соленых и рассольных вод Тувинского прогиба и его обрамления / Н. В. Гусева, Ю. Г. Копылова, Ч. К. Ойду, К. Д. Аракчаа, К. М. Рычкова, А. А. Хвощевская, О. Д. Аюнова // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59. – № 2. – С. 172–182.

Дашкевич, Н. Н. Платформенные отложения палеозоя и подсолевые комплексы докембрия левобережья р. Енисей – новый объект нефтегазопоисковых работ / Н. Н. Дашкевич, В. А. Каштанов // Докл. АН СССР. Нов. сер. – 1990. – Т. 315. – № 5. – С. 1187–1191.

Девяткин, В. Н. Тепловой поток криолитозоны Сибири / В. Н. Девяткин. – Новосибирск: Наука, 1993. – 163 с.

Девятов, В. П. Результаты и проблемы стратификации нефтегазоносных нижне-среднеюрских отложений Сибири / В. П. Девятов, А. М. Казаков, Б. Н. Шурыгин // Геология и проблемы поисков новых крупных месторождений нефти и газа в Сибири. Ч. 1. – Новосибирск, 1996. – С. 68–72.

Дорогокупец, П. И. Термодинамика минералов и минеральных равновесий / П. И. Дорогокупец, И. К. Карпов. – Новосибирск: Наука, 1984. – 186 с.

Дребот, В. В. Равновесно-неравновесное состояние природных вод территории Торейских озер (Восточное Забайкалье) с ведущими минералами вмещающих пород / В. В. Дребот, О. Е. Лепокурова // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2022. – Т. 333. – № 9. – С. 99–112.

Драйвер, Дж. Геохимия природных вод / Дж. Драйвер. – М.: Мир, 1985. – 440 с.

Дроздов, А. В. Прогноз нефтегазоопасных зон на руднике «Удачный» (Якутия) с использованием геосистемного подхода / А. В. Дроздов, А. И. Мельников // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. – 2015. – № 4. – С. 37–49.

Дубинин, А. В. Геохимия редкоземельных элементов в океане / А. В. Дубинин // Литология и полезные ископаемые. – 2004. – № 4. – С. 339–358.

Дубинин, А. В. Геохимия редкоземельных элементов в океане / А. В. Дубинин. – М.: Наука, 2006. – 360 с.

Дутова, Е. М. Физико-химическое моделирование поведения урана в системе «вода - гранитоиды» / Е. М. Дутова, А. Н. Никитенков // Вестник Томского государственного университета. – 2010. – № 330. – С. 202–207.

Дучков, А. Д. Геотермические исследования в Сибири / А. Д. Дучков, Л. С. Соколова // Труды ИГиГ. – Новосибирск: Наука. – 1974. – Вып. 279. – С. 5–83. -а

Дучков, А. Д. Результаты геотермических исследований в Сибири / А. Д. Дучков, Л. С. Соколова // Геотермия. Отчеты по геотермическим исследованиям в СССР. – М.: АН СССР. – 1974. – Вып. 1–2. – С. 52–58. -б

Дучков, А. Д. Температура у нижней границы земной коры Сибири по геометрическим данным / А. Д. Дучков, Л. С. Соколова // Геофизические методы в региональной геологии. – Новосибирск. – 1982. – С. 118–126.

Дучков, А. Д. Тепловое поле недр Сибири / А. Д. Дучков, С. В. Лысак, В. Т. Балобаев. – Новосибирск: Наука. – 1987. – С. 30–105.

Дучков, А. Д. Теплопроводность пород осадочного чехла арктической части Западной Сибири / А. Д. Дучков, Л. С. Соколова, Д. Е. Аюнов, О. Н. Злобина // Геология и геофизика. – 2013. – № 12. – С. 1952–1960.

Дучков, А. Д. Эволюция температурного поля осадочного чехла северной части Западно-Сибирской плиты / А. Д. Дучков, Ю. И. Галушкин, Л. В. Смирнов, Л. С. Соколова // Геология и геофизика. – 1990. – № 10. – С. 51–60.

Дьяконов, В. П. Геотермический режим нефтяных месторождений Среднего Приобья / В. П. Дьяконов, Ю. П. Гаттенбергер, Н. П. Уточкина // Нефтегаз. геол. и геофиз. реф. науч.-техн. сб. – 1972. – № 10. – С. 18–22.

Дьяконов, Д. И. Геотермия в нефтяной геологии / Д. И. Дьяконов. – М.: Гостоптехиздат, 1958. – 278 с.

Дюнин, В. И. Гидрогеодинамика глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов / В. И. Дюнин. – М.: Научный мир, 2000. – 472 с.

Дюнин, В. И. Гидрогеодинамика нефтегазоносных бассейнов / В. И. Дюнин, В. И. Корзун. – М.: Научный мир, 2005. – 524 с.

Елкин, Е. А. Палеозойские фациальные мегазоны в структуре фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы / Е. А. Елкин, А. Э. Конторович, Н. К. Бахарев, С. Ю. Беляев, А. И. Варламов, Н. Г. Изох, А. В. Каныгин, В. А. Каштанов, Н. П. Кирда, А. Г. Клец, В. А. Конторович, В. И. Краснов, В. А. Кригин, Моисеев, О. Т. Обут, С. В. Сараев, Н. В. Сенников, В. М. Тищенко, Ю. Н. Филиппов, А. В. Хоменко, В. Г. Хромых // Геология и геофизика. – 2007. – № 6. – С. 633–650.

Еремин, О. В. Гипергенные минералы сурьмы и висмута: метод оценки их стандартных потенциалов Гиббса / О. В. Еремин, Г. А. Юргенсон, М. А. Солодухина, Е. С. Эпова // Минералогия техногенеза. – 2018. – № 19. – С. 103–131. -а

Еремин, О. В. Термодинамическая модель окисления сульфидных руд месторождения Новоширокинское (Восточное Забайкалье) / О. В. Еремин, Г. А. Юргенсон, Е. С. Эпова // Геосферные исследования. – 2018. – № 3. – С. 43–50. -б

Еремин, О. В. Унифицированный способ расчета термодинамических свойств природных цеолитов по кристаллохимической формуле / О. В. Еремин, Е. С. Эпова, О. С. Русаль, Р. А. Филенко, В. А. Бычинский, К. В. Чудненко, С. В. Фомичев, В. А. Кренев // Журнал неорганической химии. – 2016. – Т. 61. – № 8. – С. 1053–1062.

Ермаков, В. И. Тепловое поле и нефтегазоносность молодых плит СССР / В. И. Ермаков, В. А. Скоробогатов. – М.: Недра, 1986. – 222 с.

Ермаков, В. И. Термоглубинные условия газонефтеносности юрских отложений северных районов Западной Сибири / В. И. Ермаков, В. А. Скоробогатов // Геология нефти и газа. – 1988. – № 11. – С. 17–22.

Ермилов, О. М. Особенности геологического строения и разработки уникальных залежей газа крайнего севера Западной Сибири / О. М. Ермилов, Ю. Н. Карогодин, А. Э. Конторович и др. – Новосибирск: изд-во СО РАН, 2004. – 141 с.

Ермилов, О. М. Сооружение и эксплуатация газовых скважин в районах Крайнего Севера: Теплофизические и геохимические аспекты / О. М. Ермилов, Б. В. Дегтярев, А. Р. Курчиков. – Новосибирск: СО РАН, 2003. – 223 с.

Жариков, В. А. Минеральные равновесия в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ / В. А. Жариков, И. П. Иванов, В. И. Фонарев, Д. С. Коржинский. – Москва: Наука, 1972. – 160 с.

Жариков, В. А. Основы физической геохимии / В. А. Жариков. – Москва: Издательство МГУ, 2005. – 654 с.

Жариков, В. А. Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования / В. А. Жариков, В. В. Федькин, Ю. А. Литвин, А. А. Маракушев, Г. П. Зарайский, А. Г. Калинин, Л. З. Лакштанов, Е. Г. Осадчий, В. С. Балицкий. – Москва: Наука, 1998. – 539 с.

Жуковская, Е. А. Равновесие подземных вод оксфордского регионального резервуара с алюмосиликатными минералами (на примере Нюрольской впадины и Харампурского мегавала) / Е. А. Жуковская, Д. А. Новиков // Томское отделение СНИИГГиМС: 30 лет на службе томской геологии: Сб. науч. тр. СНИИГГиМС. – Новосибирск. – 2002. – С. 279–282.

Жуковский, Н. Е. Собрание сочинений. Том II. Гидродинамика / Н. Е. Жуковский. – М.: Гостехиздат, 1949. – 765 с.

Зайцев, И. К. Методика составления сводных гидрогеологических карт / И. К. Зайцев // Под ред. проф. Г. П. Синягина, проф. Г. В. Богомолова. – М., Л.: ГОСГЕОЛИЗДАТ, 1945. – 86 с.

Занин, Ю. Н. Никель, молибден, кобальт в черных сланцах баженовской свиты Западно-Сибирского морского бассейна / Ю. Н. Занин, А. Г. Замирайлова, В. Г. Эдер // Геохимия. – 2017. – № 2. – С. 161–170.

Занин, Ю. Н. Редкоземельные элементы в баженовской свите Западно-Сибирского морского бассейна / Ю. Н. Занин, А. Г. Замирайлова, В. Г. Эдер, В. О. Красавчиков // Сфера. – 2011. – № 6. – С. 38–54.

Занин, Ю. Н. Уран, торий и калий в черных сланцах баженовской свиты Западно-Сибирского морского бассейна / Ю. Н. Занин, А. Г. Замирайлова, В. Г. Эдер // Литология и полезные ископаемые. – 2016. – № 1. – С. 82–94.

Занин, Ю. Н. Халькофильные элементы в черных сланцах баженовской свиты Западно-Сибирского морского бассейна / Ю. Н. Занин, А. Г. Замирайлова, В. Г. Эдер // Геология и Геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 4. – С. 771–778.

Захаров, Е. В. Особенности геологического строения и нефтегазоносности Западной Сибири и сопредельного шельфа Карского моря / Е. В. Захаров, А. В. Толстиков // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2012. – № 11. – С. 4–8.

Захаров, С. Б. Особенности водных ореолов рассеяния углеводородных залежей в пределах палеозойского комплекса Томской области / С. Б. Захаров, Д. А. Новиков // Известия высших учебных заведений. Нефть и газ. – 2010. – № 3. – С. 9–16.

Зимин, Ю. Г. Геотермическая характеристика мезозойских отложений Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна / Ю. Г. Зимин, А. Э. Конторович, Л. И. Швыдкова // Геология и геофизика. – 1967. – № 5. – С. 3–13.

Зимин, Ю. Г. Некоторые особенности температурного поля в отложениях осадочного чехла Западно-Сибирской плиты / Ю. Г. Зимин, А. Э. Конторович // Труды СНИИГГиМС. – 1969. – Вып. 89. – С. 64–74.

Зорькин, Л. М. Нефтегазописковая гидрогеология / Л. М. Зорькин, М. И. Суббота, Е. В. Стадник. – М.: Недра, 1982. – 216 с.

Зубков, М. Ю. Анализ распределения К, U, Th в различных гранулометрических фракциях продуктивных отложений Ловинского месторождения (ЗС) с целью оценки их глинистости / М. Ю. Зубков // Геохимия. – 2008. – № 5. – С. 505–523.

Зубков, М. Ю. Анализ распределения К, U, Th и В в верхнеюрских отложениях центральной части Краснотеннинского свода (ЗС) с целью их стратификации, корреляции и выделения в них потенциально продуктивных пластов / М. Ю. Зубков // Геохимия. – 2001. – № 1. – С. 51–70.

Зубков, М. Ю. Особенности распределения урана в битуминозных отложениях баженовской свиты (ЗС) / М. Ю. Зубков // Каротажник. – 2015. – С. 3–32.

Зытнер, Ю. И. Гидрогеологические критерии прогноза нефтегазоносности северных районов Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции / Ю. И. Зытнер, В. С. Чибисова // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2013. – Т. 8. – № 3. – 15 с.

Иванова, Г. А. Бензол и его гомологи в пластовых водах Енисей-Хатангского прогиба / Г. А. Иванова, С. Г. Мелькановицкая // Геология нефти и газа. – 1973. – № 2. – С. 27–34.

Иванова, И. С. Особенности микроэлементного состава подземных вод территории Бакчарского железорудного узла (Томская область) / И. С. Иванова, О. Е. Лепокурова // Вестник Томского государственного университета. – 2015. – № 398. – С. 224–232.

Иванова, И. С. Структурно-групповой состав растворенного органического вещества в водах термокарстовых озер Большеземельской тундры / И. С. Иванова, И. С. Король, Л. С. Широкова, О. С. Покровский // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2018. – Т. 329. – № 7. – С. 6–16.

Извеков, И. Б. Термобарические условия и перспективы газоносности Северо-Тазовской зоны Западной Сибири / И. Б. Извеков, Д. А. Соин // Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих районов России до 2030 г. Сб. науч. статей. – М.: Газпром ВНИИГАЗ, 2011. – Т. 8. – № 3. – С. 158–162.

Исаева, Е. Р. Геохимические особенности распределения урана в отложениях Пур-Тазовской НГО (северо-восток ЗС) / Е. Р. Исаева, Н. Ф. Столбова // Изв. ТПУ. Инжиниринг георесурсов. – 2015. – Т. 326. – № 8. – С. 79–85.

Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике // Сборник науч. Трудов. – Новосибирск.: Наука, 1997. – 350 с.

Крайнов, С. Р. Методы геохимического моделирования и прогнозирования в гидрогеологии / С. Р. Крайнов, Ю. В. Шваров, Д. В. Гричук, Е. В. Добровольский, Г. А. Соломин, М. В. Борисов, Б. Н. Рыженко, Л. И. Матвеева, В. И. Лялько, В. М. Швец. – Москва: Недра, 1988. – 254 с.

Казаненков, В. А. Геологическое строение и нефтегазоносность региональных резервуаров юры и мела в Карско-Ямальском регионе и прогноз распределения в них углеводородов / В. А. Казаненков, С. В. Ершов, С. В. Рыжкова, Е. В. Борисов, Е. В. Пономарева, Н. И. Попова, М. Н. Шапорина // Геология нефти и газа. – 2014. – № 1. – С. 27–49.

Казаненков, В. А. Геотермические условия и нефтегазоносность тюменской и малышевской свит Западно-Сибирского бассейна / В. А. Казаненков, А. Р. Курчиков, А. Г. Плавник, М. Н. Шапорина // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60. – № 2. – С. 209–216.

Калинко, М. К. Нордвикский нефтеносный район (Анабаро-Хатангское междуречье) / М. К. Калинко // Под. ред. канд. геол.-мин. наук М. Ф. Лобанова. Тр. НИИГА. – Л.: Трансжелдориздат, 1958. – Т. 97. – С. 96–125.

Калинко, М. К. Геологическое строение и нефтеносность Анабаро-Хатангского междуречья / М. К. Калинко, П. Д. Сиденко // Книга 1. НИИ геологии Арктики. – Ленинград, 1955. – 200 с.

Каменский, Г. Н. Поиски и разведка подземных вод / Г.Н. Каменский. – Л.: Госгеолтехиздат, 1947. – 313 с.

Каменский, Г. Н. Движение подземных вод в неоднородных пластах / Г. Н. Каменский, Н. А. Корчебоков, К. И. Разин. – М: ОНТИ, 1935. – 168 с.

Каневская, Р. Д. Математическое моделирование гидродинамических процессов разработки месторождений углеводородов / Р. Д. Каневская. – Москва-Ижевск: ИКИ, 2002. – 140 с.

Карасева, Т. В. Особенности микроэлементного состава осадочных пород глубоких горизонтов скважины СГ-7 (Ен-Яхинская) / Т. В. Карасева, А. В. Маслов, Ю. Л. Ронкин // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2016. – № 5. – С. 20–27.

Карогодин, Ю. Н. Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность / Ю. Н. Карогодин. – М.: Недра, 1974. – 175 с.

Карпов, И. К. Моделирование природного минералообразования на ЭВМ / И. К. Карпов, А. И. Киселёв, Ф. А. Летников. – М.: Недра, 1976. – 255 с.

Карпов, И. К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии / И. К. Карпов. – Новосибирск: Наука, 1981. – 247 с.

Карпов, И. К. Химическая термодинамика в петрологии и геохимии / И. К. Карпов, А. И. Киселёв, Ф. А. Летников. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 1971. – 387 с.

Карпов, П. А. О пористости песчаников на больших глубинах по Волгоградской области / П. А. Карпов, А. Г. Габриэлянц // Геология нефти и газа. – 1969. – № 6. – С. 41–45.

Карстенс, Э. Э. Физика и химия минеральных вод / Э. Э. Карстенс // Основы курортологии. – М.: Госмедиздат, 1932. – Т. 1. – 214 с.

Карцев, А. А. Гидрогеология нефтегазоносных бассейнов / А. А. Карцев С. Б. Вагин, В. М. Матусевич. – М.: Недра, 1986. – 224 с.

Карцев, А. А. Нефтегазовая гидрогеология / А. А. Карцев, С. Б. Вагин, В. П. Шугрин. – М.: Недра, 1992. – 208 с.

Карцев, А. А. Нефтегазовая гидрогеология на современном этапе / А. А. Карцев, Л. А. Абукова // Известия Вузов. Нефть и газ. – 1998. – № 4. – С. 12–17.

Карцев, А. А. Палеогидрогеология / А. А. Карцев, С. Б. Вагин, Е. А. Басков. – М.: Недра, 1969. – 152 с.

Карцев, А. А. Словарь по нефтегазовой гидрогеологии / А. А. Карцев, Л. А. Абукова, О. П. Абрамова. – М.: ГЕОС, 2015. – 304 с.

Карцев, А. А. Теоретические основы нефтегазовой гидрогеохимии / А. А. Карцев, Ю. П. Гаттенберг, Л. М. Зорькин и др. – М.: Недра, 1992. – 208 с.

Карцев, А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений / А. А. Карцев. – М.: Гостоптехиздат, 1963. – 354 с.

Карцев, А. А. Теоретические основы нефтегазовой гидрогеологии / А. А. Карцев. – М.: Недра, 1992. – 320 с.

Каталог данных по тепловому потоку Сибири (1966-1984 гг.). – Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1985. – 82 с.

Катченков, С. М. Малые элементы в осадочных породах и нефтях Западной Сибири / С. М. Катченков, Е. И. Флегонтова // Геохимический сборник. – Л.: Недра, 1964. – № 9. – С. 174–190.

Каширцев, В. А. Прямые признаки нефтегазоносности и нефтематеринские отложения Суханского осадочного бассейна Сибирской платформы / В. А. Каширцев, Т. М. Парфенова, С. А. Моисеев, А. В. Черных, Д. А. Новиков, Л. М. Бурштейн, К. В. Долженко, В. И. Рогов, Д. С. Мельник, И. Н. Зуева, О. Н. Чалая // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60. – № 10. – С. 1472–1487.

Каштанов, В. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности домезозойских образований Пур-Тазовского междуречья (Тюменская область) / В. А. Каштанов, И. Л. Левинзон, Б. В. Никулин, Ю. Ф. Филиппов // Геология и геофизика. – 1993. – № 8. – С. 38–45.

Каштанов, В. А. Геология и нефтегазоносность домезозойских образований Пур-Тазовского междуречья / В. А. Каштанов, И. Л. Левинзон, Б. В. Никулин, Ю. Ф. Филиппов // Геология и нефтегазоносность Надым-Пур-Тазовского междуречья. – Изд-во ЗапСибНИГНИ: Тюмень-Тарко-Сале, 1995. – С. 206–214.

Климентов, П. П. Динамика подземных вод / П. П. Климентов, В. М. Кононов. – М.: Высшая школа, 1985. – 384 с.

Кноринг, Л. Д. Геологу о математике / Л. Д. Кноринг, В. Н. Деч. – Л.: Недра, 1989. – 208 с.

Ковалев, В. Ф. Подземные воды среднего и северного Зауралья и вопросы газонефтеносности / В. Ф. Ковалев // Труды горно-геологического института. – Свердловск. – 1960. – Вып. 47. – 61 с.

Колодий, В. В. Подземные конденсационные и солюционные воды нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений / В. В. Колодий. – Киев: Наукова Думка, 1975. – 122 с.

Колодий, В. В. Гидрогеология нефтегазоносных провинций / В. В. Колодий (ред.). – Киев: Наукова думка, 1982. – 156 с.

Комаров, В. Л. Влияние геологического возраста и глубины залегания на коллекторские свойства песчаных пород / В. Л. Комаров, Д. В. Постников // Докл. АН СССР. – 1964. – Том 159. – № 1. – С. 106–108.

Кондрина, К. С. Изменение коллекторских свойств пород в зависимости от глубины их залегания / К. С. Кондрина // Труды СНИИГГиМСа. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1972. – Вып. 149. – С. 79–82.

Конторович, А. Э. Геология и полезные ископаемые России / А. Э. Конторович, В. С. Сурков (ред.) // Западная Сибирь. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. – Т. 2. – 477 с.

Конторович, А. Э. Геология нефти и газа Западной Сибири / А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов и др. – М.: Недра. – 1975. – 680 с.

Конторович, А. Э. Геология, ресурсы углеводородов шельфов арктических морей России и перспективы их освоения / А. Э. Конторович, М. И. Эпов, Л. М. Бурштейн, В. Д. Каминский, А. Р. Курчиков, Н. А. Малышев, О. М. Прищепа, А. Ф. Сафронов, А. В. Ступакова, О. И. Супруненко // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 1. – С. 7–17.

Конторович, А. Э. Закономерности фракционирования изотопов углерода в седиментах / А. Э. Конторович, Л. И. Богородская, С. И. Голышев // Геология и геофизика. – 1985. – № 9. – С. 34–42. -а

Конторович, А. Э. Об условиях формирования химического состава подземных вод Западно-Сибирской низменности / А. Э. Конторович, Ю. Г. Зимин // Труды СНИИГГиМС. – 1968. – Вып. 46. – С. 83–95.

Конторович, А. Э. Прогноз месторождений нефти и газа / Э. Э. Фотиади, В. И. Демин, В. Б. Леонтович, А. А. Растегин. – М.: Недра, 1981. – 350 с.

Конторович, А. Э. Пути освоения ресурсов нефти и газа российского сектора Арктики / А. Э. Конторович // Вестник Российской Академии Наук. – 2015. – Т. 85. – № 5–6. – С. 420–430.

Конторович, А. Э. Распределение стабильных изотопов углерода в седиментах различной генетической природы / А. Э. Конторович, Л. И. Богородская, С. И. Голышев // Геология и геофизика. – 1985. – № 7. – С. 3–11. -б

Конторович, А. Э. Редкие и рассеянные элементы в пластовых водах нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности / А. Э. Конторович // Литология и полезные ископаемые. – 1963. – № 2. – С. 282–287.

Конторович, А. Э. Ресурсы газа и нефти Ямало-Ненецкого автономного округа и стратегия их освоения / А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, В. Р. Лившиц, А. Н. Фомин, Г. Г. Шемин, Н. Х. Кулахметов, А. В. Рыльников, И. Л. Левинзон, О. М. Ермилов, С. А. Рыльников, Г. М. Терешенков, Ф. З. Хафизов, А. М. Брехунцов, В. С. Бочкарев, В. Н. Бородин, Н. П. Дещеня, М. И. Мишульский // Геология нефти и газа. – 1998. – № 9. – С. 2–8.

Конторович, А. Э. Битумоиды и микроэлементы в подземных водах нефтегазоносных отложений юго-восточной части Западно-Сибирской плиты / А. Э. Конторович, В. П.

Данилова, В. П. Иванов // Гидрогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых. – Томск, 1986. – С. 115–116.

Конторович, В. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности шельфа Карского моря / В. А. Конторович, А. Э. Конторович // Доклады РАН. – 2019. – Т. 489. – № 3. – С. 272–276.

Конторович, В. А. Мезозойско-кайнозойская тектоника и нефтегазоносность Западной Сибири / В. А. Конторович // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 4. – С. 461–474.

Конторович, В. А. Тектоника и нефтегазоносность западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба / В. А. Конторович // Геология и геофизика. – 2011. – № 8. – Т. 52. – С. 1027–1050.

Конторович, В. А. Тектоника и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири / В. А. Конторович. – Новосибирск: изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2002. – 353 с.

Конторович, В. А. Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое / В. А. Конторович, С. Ю. Беляев, А. Э. Конторович, В. О. Красавчиков, А. А. Конторович, О. И. Супруненко // Геология и геофизика. – 2001. – № 11–12. – Т. 42. – С. 1832–1845.

Конторович, А. Э. Геология нефти и газа Западной Сибири / А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, В. С. Сурков, А. А. Трофимук, Ю. Г. Эрвье. – М.: Недра, 1975. – 680 с.

Конторович, А. Э. Предъенисейская нефтегазоносная субпровинция – новый перспективный объект поисков нефти и газа в Сибири / А. Э. Конторович, В. А. Конторович, Ю. Ф. Филиппов, С. Ю. Беляев, В. А. Каштанов, А. В. Хоменко, Бурштейн Л. М., В. И. Вальчак, А. А. Евграфов, А. С. Ефимов, А. А. Конторович, В. Н. Петров // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2006. – № 5–6. – С. 9–23.

Конторович, В. А. Критерии классификации платформенных структур / В. А. Конторович, С. Ю. Беляев, А. Э. Конторович // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2004. – № 1. – С. 47–58.

Копылова, Г. Н. Химический состав подземных вод режимных водопроявлений Петропавловского геодинамического полигона, Камчатка: типизация и эффекты сильных землетрясений / Г. Н. Копылова, Н. В. Гусева, Ю. Г. Копылова, С. В. Болдина // Вулканология и сейсмология. – 2018. – № 4. – С. 43–62.

Коржинский, Д. С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий / Д. С. Коржинский // Докл. АН СССР. – 1959. – Т. 128. – № 2. – С. 383–386.

Коржинский, Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности / Д. С. Коржинский. – М.: Изд-во АН СССР, 1940. – 99 с.

Корценштейн, В. Н. Водонапорные системы крупнейших газовых и газоконденсатных месторождений СССР / В. Н. Корценштейн. – М.: Недра, 1977. – 247 с.

Кох, А. А. Гидродинамические условия и вертикальная гидрогеохимическая зональность подземных вод в западной части Хатангского артезианского бассейна / А. А. Кох, Д. А. Новиков // Водные ресурсы. – 2014. – № 41. – С. 375–386.

Кох, А. А. Палеогидрогеологические реконструкции юрско-меловых отложений западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба / А. А. Кох // Отечественная геология. – 2014. – № 2. – С. 77–86.

Крайнов, С. Р. Геохимия подземных вод. Теоретические, практические и экологические аспекты / С. Р. Крайнов, Б. Н. Рыженко, В. М. Швец // под ред. академика Н.П. Лаверова. Издание второе. – Москва: ЦентрЛитНефтеГаз, 2012. – 672 с.

Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал. Криосфера Харасавэйского газоконденсатного месторождения, Том 1 / Под общ. ред. Ю. К. Васильчука, Г. В. Крылова, Е. Е. Подборного. – Тюмень: ТюменНИИгипрогаз; СПб: Недра, 2006. – 346 с.

Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал: Монография. В 3 т. Т. 2. Криосфера Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения / Под общ. Ред. Ю. Б. Бадю, Н. А. Гафарова, Е. Е. Поднебесного. – М.: ООО «Газпром экспо», 2013. – 424 с.

Крицук, Л. Н. Изотопный и химический состав подземных вод и природных вод Западной Сибири / Л. Н. Крицук, В.А. Поляков. – Москва: Геоинформмарк, 2005. – 52 с.

Кругликов, Н. М. Гидрогеология Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна и особенности формирования залежей углеводородов / Н. М. Кругликов, В. В. Нелюбин, О.Н. Яковлев. – Л.: Недра, 1985. – 279 с.

Кругликов, Н. М. Гидрогеология Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна и особенности формирования залежей углеводородов / Н. М. Кругликов, В. В. Нелюбин, О. Н. Яковлев. – Л.: Недра, 1985. – 279 с.

Кругликов, Н. М. Гидрогеология северо-западного борта Западно-Сибирского артезианского бассейна / Н. М. Кругликов // Труды ВНИГРИ. – Л.: Недра, 1964. – Вып. 238. – 166 с.

Кругликов, Н. М. Особенности формирования химического состава подземных вод Западно-Сибирского мегабассейна / Н. М. Кругликов, В. В. Нелюбин, О. Н. Яковлев // Формирование подземных вод как основа гидрогеологических прогнозов. – М.: Наука, 1982. – С. 299–301.

Кругликов, Н. М. Вопросы динамики подземных вод севера Западной Сибири // Гидрогеологические условия нефтегазоносности некоторых регионов СССР / Н. М. Кругликов, О. Н. Яковлев. – Л.: Недра, 1981. – С. 78–100.

Кузнецов, Ю. А. Основные черты тектоники и магматизма Сибири / Ю. А. Кузнецов, Ю. А. Косыгин // Геология и геофизика. – 1962. – № 5. – С. 3–13.

Куликов, Д. П. Связь теплового потока с геологическим строением фундамента Западно-Сибирской плиты / Д. П. Куликов // Геология нефти и газа. – 1984. – № 3. – С. 58–60.

Кунин, Н. Я. Новые возможности сейсмостратиграфических исследований при региональных работах на нефть и газ / Н. Я. Кунин // Сов. геология. – 1983. – № 11. – С. 109–120.

Курлов, М. Г. Классификация сибирских целебных минеральных вод / М. Г. Курлов. – Томск: Издательство физиотерапевтического института в Томске, 1928. – 73 с.

Курчиков, А. Р. Геотермические и гидрохимические показатели нефтегазоносности Западно-Сибирского бассейна / А. Р. Курчиков // Мат. Междун. научн. конф. к 100-летию со дня рожд. академика Г. В. Богомолва «Проблемы водных ресурсов, геотермии и геоэкологии». – Минск. – 2005. – Т. 1. – С. 262–264.

Курчиков, А. Р. Геотермия Западной Сибири / А. Р. Курчиков, Б. П. Ставицкий // Труды ЗапСибНИГНИ. – Тюмень. – 1985. – Вып. 200. – С. 75–90.

Курчиков, А. Р. Геотермия нефтегазоносных областей Западной Сибири / А. Р. Курчиков, Б. П. Ставицкий. – М.: Недра, 1987. – 134 с.

Курчиков, А. Р. Гидрогеотермические критерии нефтегазоносности / А. Р. Курчиков. – М.: Недра, 1992. – 231 с.

Курчиков, А. Р. Гидродинамическая природа геотемпературной аномалии в Салымском и Красноленском районах Западной Сибири / А. Р. Курчиков // Труды ЗапСибНИГНИ. – Тюмень, 1981. – Вып. 164. – С. 38–47.

Курчиков, А. Р. Кластеризация гидрогеохимических данных в задачах оценки прогнозных ресурсов углеводородов нефтегазоносных комплексов Западной Сибири / А. Р. Курчиков, А. Г. Плавник // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 11. – С. 1218–1226.

Курчиков, А. Р. Определение глубинного теплового потока в сложных геотермических условиях / А. Р. Курчиков, Б. П. Ставицкий // Изв. АН СССР. Сер. Геол. – 1986. – № 11. – С. 121–127.

Курчиков, А. Р. Особенности изменения с глубиной теплопроводности осадочных пород Западной Сибири / А. Р. Курчиков, Б. П. Ставицкий // Труды ЗапСибНИГНИ. – Тюмень. – 1980. – Вып. 48. – С. 11–15.

Курчиков, А. Р. Температурный режим в залежах малышевского горизонта Западно-Сибирского осадочного бассейна / А. Р. Курчиков, В. А. Казаненков, А. Г. Плавник, М. Н. Шапорина // Известия вузов. Нефть и газ. – 2017. – № 6. – С. 20–27.

Курчиков, Д. А. Изменение геотемпературного режима на Уренском и Усть-Тегусском месторождениях в процессе их промышленной разработки / А. Р. Курчиков // Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирского мегабассейна (опыт, инновации). Материалы девятой международной научно-технической конференции (посвященной 100-летию со дня рождения Протозанова Александра Константиновича). – Тюмень: ТюмГНГУ, 2014. – Т. 2. – С. 159–162.

Ламб, Г. Гидродинамика / Г. Ламб. – М.: Гостехиздат, 1947. – 929 с.

Ланина, Т. Д. Процессы переработки пластовых вод месторождений углеводородов / Т. Д. Ланина, В. И. Литвиненко, Б. Г. Варфоломеев. – Ухта: УГТУ, 2006. – 175 с.

Леворсен, А. Геология нефти и газа / А. Леворсен. – М.: Мир, 1970. – 639 с.

Лейбензон, Л. С. Движение природных жидкостей и газов в пористой среде / Л. С. Лейбензон. – Л.: Гостехиздат, 1947. – 244 с.

Лепокурова, О. Е. Геохимические особенности содовых вод Чулымо-Енисейского артезианского бассейна (Западная Сибирь) / О. Е. Лепокурова, С. Л. Шварцев // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60. – № 5. – С. 718–731.

Лепокурова, О. Е. Геохимия уникальных пресных щелочных вод Чулымского бассейна / О. Е. Лепокурова // Вестник Томского государственного университета. – 2012. – № 365. – С. 181–186.

Ломизе, Г. М. Фильтрация в трещиноватых породах / Г. М. Ломизе. – М.: Госэнергоиздат, 1951. – 127 с.

Маврицкий, Б. Ф. Геотермическая зональность Западно-Сибирского артезианского бассейна / Б. Ф. Маврицкий // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1960. – № 3. – С. 72–83.

Маврицкий, Б. Ф. Западно-Сибирский артезианский бассейн (гидрогеология, геотермия, палеогидрогеология) / Б. Ф. Маврицкий // Труды лаборатории гидрогеол. проблем АН СССР, т. XXXIX. – М.: АН СССР, 1962. – 175 с.

Маврицкий, Б. Ф. О геотермических условиях Западно-Сибирского артезианского бассейна / Б. Ф. Маврицкий // Доклады АН СССР. – 1959. – Т. 129. – № 5. – С. 1134–1137.

Магара, К. Уплотнение пород и миграция флюидов / К. Магара // Прикладная геология нефти. Пер. с англ. – М.: Недра, 1982. – 296 с.

Максимова, А. А. Токсичные элементы в подземных водах северных районов Обь-Зайсанской складчатой области / А. А. Максимова, А. В. Черных, Д. А. Новиков, Ф. Ф. Дульцев, А. С. Деркачев, А. Ф. Сухорукова, А. Н. Никитенков, А. А. Хвощевская // Известия

Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2023. – Т. 334. – № 5. – С.17–26.

Малов, А. И. Формирование рассолов в Мезенской синеклизе / А. И. Малов // Водные ресурсы. – 2001. – Т. 28. – № 6. – С. 677–683.

Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. – Л.: Гостоптехиздат, 1959. – Вып. 1. – 176 с.

Матусевич, В. М. Геодинамика водонапорных систем Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна / В. М. Матусевич, О. В. Бакуев // Советская геология. – 1986. – № 2. – С. 117–122.

Матусевич, В. М. Геофлюидальные системы и проблемы нефтегазоносности Западно-Сибирского мегабассейна / В. М. Матусевич, А. В. Рыльков, И. Н. Ушатинский. – Тюмень: ТюмГНГУ, 2005. – 225 с.

Матусевич, В. М. Геохимия подземных вод Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна / В. М. Матусевич. – М.: Наука, 1976. – 157 с.

Матусевич, В. М. Концепция геофлюидальных систем гидрогеологических бассейнов / В. М. Матусевич, А. Д. Резник, Н.Ф. Чистякова // Материалы XV «Подземные воды Востока России». – Тюмень: ТюмГНГУ, 1997. – С. 41–42.

Матусевич, В. М. Микроэлементы в подземных водах – показатели нефтегазоносности / В. М. Матусевич, В. К. Попов // Известия ВУЗов. Нефть и газа. – 1978. – № 8. – С. 3–8.

Матусевич, В. М. Нефтегазовая гидрогеология: Учебное пособие. Ч.1. Теоретические основы нефтегазовой гидрогеологии. Ч. 2. Нефтегазовая гидрогеология Западно-Сибирского мегабассейна / В. М. Матусевич, Л. А. Ковяткина. – Тюмень: Вектор Бук, 2010. – 216 с.

Матусевич, В. М. Особенности состава и формирования геофлюидальных систем Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна / В. М. Матусевич, И. Н. Ушатинский // Известия вузов. Нефть и газ. – 1998. – № 4. – С. 28–35.

Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты / Под ред. В. С. Суркова. – М.: Недра, 1986. – 149 с.

Мельников, В. П. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей / В. П. Мельников, В. И. Спесивцев. – Новосибирск: Наука, 1995. – 198 с.

Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири / Под ред. П. И. Мельникова. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. – 192 с.

Милн-Томсон, Л. М. Теоретическая гидродинамика /Л. М. Милн-Томсон. – М.: Мир, 1964. – 660 с.

- Мироненко, В. А. Динамика подземных вод / В. А. Мироненко. – М.: МГУ, 2001. – 519 с.
- Мироненко, В. А. Основы гидрогеомеханики / В. А. Мироненко, В. М. Шестаков. – М.: Недра, 1974. – 296 с.
- Мкртчян, О. М. Сейсмогеологический анализ нефтегазоносных отложений Западной Сибири / О. М. Мкртчян, Л. Л. Трусов, Н. М. Белкин, В. А. Дегтев. – М.: Наука, 1987. – 126 с.
- Мухин, Ю. В. Процессы уплотнения глинистых осадков / Ю. В. Мухин. – М.: Недра, 1965. – 200 с.
- Назаров, А. Д. Нефтегазовая гидрогеохимия юго-восточной части Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции / А. Д. Назаров. – М.: Идея-Пресс, 2004. – 288 с.
- Намиот, А. Ю. Фазовые равновесия в системах пластовая вода – природный газ / А. Ю. Намиот // Газовая промышленность. – 1958. – № 12. – С. 1–10.
- Недоливко, Н. М. Карбонаты в юрских отложениях юго-восточной части Нюрольской впадины (Томская область) / Н. М. Недоливко, Е. А. Жуковская, В. А. Баженов // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 3. – С. 491–501.
- Нежданов, А. А. Региональная литостратиграфическая схема мезозоя и кайнозоя Западной Сибири и основные закономерности размещения неантиклинальных ловушек углеводородов / А. А. Нежданов, В. В. Огибенин, М. И. Куренко и др. // Литмологические закономерности размещения резервуаров и залежей углеводородов. – Новосибирск: Наука, 1990. – С. 80–108.
- Нелюбин, В. В. К расчету пластовых давлений воды в скважинах / В. В. Нелюбин, А. П. Каменев // Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Сибири. – Тюмень. – 1976. – С. 174–178.
- Нелюбин, В. В. Гидрохимические аномалии как показатель условий формирования газовых и газоконденсатных залежей севера Западной Сибири / В. В. Нелюбин, О. Н. Яковлев // Происхождение нефти и газа, их миграция и закономерности образования и размещения нефтяных и газовых залежей. – Львов, 1981. – С. 228–230.
- Немченко, Н. Н. Происхождение природных газов гигантских газовых залежей севера Западной Сибири / Н. Н. Немченко, А. С. Ровенская, М. Шоелл // Геология нефти и газа. – 1999. – № 1–2. – С. 45–56.
- Нестеров, И. И. Критерии прогнозов нефтегазоносности / И. И. Нестеров // Тр. ЗабСиб.НИГНИ. – 1969. – Вып.15. – 336 с.
- Нестеров, И. И. Нефтяные и газовые месторождения Западной Сибири / И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов, К. А. Шпильман. – М.: Недра, 1971. – 463 с.

Нестеров, И. И. О степени нарушенности теплового режима недр за позднечетвертичное время (по данным о Западной Сибири) / И. И. Нестеров, Б. П. Ставицкий, А. Р. Курчиков // Доклады АН СССР. – 1980. – Т. 250. – № 2. – С. 418–421.

Нестеров, И. И. Основные особенности геотемпературного поля Западной Сибири / И. И. Нестеров, А. Р. Курчиков, Б. П. Ставицкий // Нефтегеологические интерпретации теплового режима недр Западной Сибири. Труды ЗапСибНИГНИ. – Тюмень, 1988. – С. 5–23.

Нестеров, И. И. Соотношение современных и максимальных палеотемператур в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты / И. И. Нестеров, А. Р. Курчиков, Б. П. Ставицкий // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1982. – № 12. – С. 112–120.

Нестеров, И. И. Уплотнение глинистых пород / И. И. Нестеров // Советская геология. – 1965. – № 12. – С. 69–80.

Нестеров, И. И. Березовский газоносный район / И. И. Нестеров (ред.) // Труды ЗапСибНИГНИ. – 1971. – Вып. 40. – 523 с.

Нестеров, И. И. Некоторые вопросы формирования газовых месторождений Березовского района Западно-Сибирской низменности / И. И. Нестеров // Труды СНИИГГиМС. – Л.: Гостоптехиздат, 1962. – Вып. 26. – С. 151–159.

Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 2. Западно-Сибирский бассейн / А. Э. Конторович, В. С. Сурков, А. А. Трофимук и др. – Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 1994. – 201 с.

Никаноров, А. М. Палеогидрогеологические реконструкции нефтегазоносных бассейнов / А. М. Никаноров, Г. П. Волобуев, О. Б. Барцев. – М.: Недра, 1975. – 192 с.

Никитенко, Б. Л. Гольчихинская свита (верхи бата-низы бореального берриаса) Енисей-Хатангского прогиба (запад Северо-Сибирской низменности) / Б. Л. Никитенко, В. П. Девятов, А. П. Родченко, Л. К. Левчук, Е. Б. Пещевицкая, Е. А. Фурсенко // Геология и геофизика. – 2020. – № 61. – С. 508–526.

Николаевский, В. Н. Геомеханика и флюидодинамика / В. Н. Николаевский. – М.: Недра, 1996. – 447 с.

Новиков, Д. А. Гидрогеологические предпосылки нефтегазоносности западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба [Электронный ресурс] / Д. А. Новиков // Геодинамика и тектонофизика. – 2017. – Т. 8. – № 4. – С. 881–901.

Новиков, Д. А. О вертикальной гидродинамической зональности Ямало-Карской депрессии (северные районы Западной Сибири) / Д. А. Новиков // Известия вузов. Нефть и газ. – 2018. – № 1. – С. 35–42.

Новиков, Д. А. Роль элизионного водообмена в формировании гидродинамического поля Ямало-Карской депрессии / Д. А. Новиков // Литология и полезные ископаемые. – 2019. – № 3. – С. 248–261.

Новиков, Д. А. Вертикальная геотермическая зональность северных районов Западной Сибири и акватории Карского моря / Д. А. Новиков // Сборник материалов VII международного научного конгресса «ГЕО-Сибирь-2011». – Новосибирск: СГГА, 2011. – Т. 2, ч. 2. – С. 57–61.

Новиков, Д. А. Вертикальная гидрогеохимическая зональность нефтегазоносных отложений полуострова Ямал / Д. А. Новиков // Фундаментальные проблемы современной гидрогеохимии: Труды Международной науч. конф., посвящ. 75-летию юбилею гидрогеохимии. Томск, 4-8 октября 2004 г. – Томск: Изд-во НТЛ, 2004. – С. 177–183.

Новиков, Д. А. Взаимодействие в системе «вода-порода» в зоне катагенеза арктических районов Западно-Сибирского мегабассейна / Д. А. Новиков // Нефтегазовое дело. – 2017. – Т. 15. – № 1. – С. 40–52. -а

Новиков, Д. А. Высокоминерализованные воды полуострова Юрюнг-Тумус / Д. А. Новиков, А. Ф. Сухорукова // Сборник материалов VIII международного научного конгресса «ГЕО-Сибирь-2012». – Новосибирск: СГГА, 2012. – Т. 1. – С. 109–113.

Новиков, Д. А. Генезис подземных вод нефтегазоносных отложений арктических районов Сибири [Электронный ресурс] / Д. А. Новиков // Геология на окраине континента: I молодежная научная конференция-школа, приуроченная к 60-летию юбилею ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток, 14-19 сентября 2019 г.): Материалы. – Владивосток: Изд-во ДВФУ, 2019. – С. 134–137.

Новиков, Д. А. Генезис подземных вод нефтегазоносных отложений полуострова Ямал / Д. А. Новиков // Тезисы докладов Третьей Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле, 27-29 ноября 2006 г. ОИГГМ СО РАН. – Новосибирск, 2006. – С. 172–174.

Новиков, Д. А. Генетическая классификация и типы подземных вод и рассолов осадочных бассейнов Сибири / Д. А. Новиков // Науки о Земле. Современное состояние: Материалы V Всероссийской молодежной научно-практической школы-конференции (Геологический полигон «Шира», Республика Хакасия, Россия, 30 июля - 5 августа 2018 г.). – Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2018. – С. 11–13

Новиков, Д. А. Генетическая классификация подземных вод и рассолов арктических районов Сибири / Д. А. Новиков // Полярная механика: V Всероссийская конференция с международным участием (г. Новосибирск, 9-11 октября 2018): Тезисы докладов. – Новосибирск, 2018. – С. 102–103. -в

Новиков, Д. А. Геолого-гидрогеологические условия палеозойского фундамента Новопортовского нефтегазоконденсатного месторождения / Д. А. Новиков // Известия Вузов. Нефть и газ. – 2005. – № 5. – С. 14–20. -а

Новиков, Д. А. Геотермические особенности западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба / Д. А. Новиков // Известия вузов. Нефть и Газ. – 2019. – № 2. – С. 28–36.

Новиков, Д. А. Геохимия водорастворенных газов нефтегазоносных отложений зоны сочленения Енисей-Хатангского и Западно-Сибирского бассейнов (арктические районы Сибири) / Д. А. Новиков, Е. В. Борисов // Георесурсы. – 2021. – Т. 23. – № 4. – С. 2–11. - а

Новиков, Д. А. Геохимия водорастворенных газов нефтегазоносных отложений южных районов Обь-Иртышского междуречья / Д. А. Новиков, А. Е. Шохин, А. А. Черников, Ф. Ф. Дульцев, А. В. Черных // Известия высших учебных заведений. Нефть и газ. – 2019. – № 4 (136). – С. 70–81.

Новиков, Д. А. Геохимия подземных вод апт-альб-сеноманского гидрогеологического комплекса Надым-Тазовского междуречья / Д. А. Новиков // Отечественная геология. – 2005. – № 3. – С. 73–82. -в

Новиков, Д. А. Геохимия рассолов и нефтепроявлений кимберлитовой трубки Удачная (Сибирская платформа) / Д. А. Новиков, А. В. Ильин, В. А. Каширцев, А. В. Черных, А. Н. Пыряев, Ф. Ф. Дульцев, А. А. Максимова, И. Н. Зуева, О. Н. Чалая // Геология и геофизика. – 2020. – Т. 63. – № 2. – С. 197–218. DOI: 10.15372/GiG2020205 -б

Новиков, Д. А. Геохимия термальных вод Западной Сибири / Д. А. Новиков // Доклады. II интеграц. Междисц. конф. молодых ученых СО РАН и высшей школы «Научные школы Сибири: взгляд в будущее». – Иркутск: изд. Ин-та геогр. СО РАН, 2003 – С. 115–121.

Новиков, Д. А. Геохимия термальных вод северных районов Западной Сибири / Д. А. Новиков // Сборник материалов XII международного научного конгресса «ГЕО-Сибирь-2016». Сб. материалов в 4 т. Т. 1. – Новосибирск: СГУГиТ, 2016. – С. 105–110.

Новиков, Д. А. Геохимия, генезис и механизмы формирования состава подземных вод северных районов Западной Сибири / Д. А. Новиков // Подземные воды Востока России: Материалы Всероссийского совещания по подземным водам Востока России (XXII Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока с международным участием) (г. Новосибирск, 18-22 июня 2018 г.). – Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2018. – С. 33–41.

Новиков, Д. А. Гидрогенно-минеральные комплексы зоны катагенеза северных районов Западно-Сибирского мегабассейна / Д. А. Новиков // Интерэкспо Гео-Сибирь-2012: VIII Международная конференция «Недропользование. Горное дело. Новые направления и

технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых» (Новосибирск, 10-20 апреля 2012 г.). – Новосибирск: СГГА, 2012. – Т. 1. – С. 132–136 -а

Новиков, Д. А. Гидрогеологическая структура западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба / Д. А. Новиков // Материалы XXIII Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика». – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. – С. 243–245. -б

Новиков, Д. А. Гидрогеологические предпосылки нефтегазоносности западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба / Д. А. Новиков // Геодинамика и тектонофизика. – 2017. – Т. 8. – № 4. – С. 881–901.

Новиков, Д. А. Гидрогеологические предпосылки нефтегазоносности мезозойско-кайнозойских отложений Алтайского края по гидрогеологическим данным (Юг Западной Сибири) [Электронный ресурс] / Д. А. Новиков // Нефтегазовое дело: Электронный научный журнал. – 2012. – № 4. – С. 536–552.

Новиков, Д. А. Гидрогеологические предпосылки перспектив нефтегазоносности оксфордского регионального резервуара Надым-Тазовского междуречья / Д. А. Новиков // Материалы докладов второй Всероссийской научной конференции «Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирского мегабассейна», Часть 3. – Тюмень: Изд. ТГНУ, 2002. – С. 25–27.

Новиков, Д. А. Гидрогеологические условия нефтегазоносных отложений на структурах южной части Ямало-Карской депрессии / Д. А. Новиков, А. В. Лепокуров // Геология нефти и газа. – 2005. – № 5. – С. 21–33.

Новиков, Д. А. Гидрогеологические условия нефтегазоносных отложений Березовского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) / Д. А. Новиков, А. Ф. Сухорукова // «Известия ВУЗов. Геология и разведка». – 2009. – № 5. – С. 45–56.

Новиков, Д. А. Гидрогеологические условия Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции / Д. А. Новиков, С. Л. Шварцев // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 10. – С. 1131–1143.

Новиков, Д. А. Гидрогеология западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба / Д. А. Новиков // Электронный научный журнал «Нефтегазовая геология. Теория и практика». – 2013. – Т. 8. – № 1. – Режим доступа: http://www.ngtp.ru/rub/4/2_2013.pdf - а

Новиков, Д. А. Гидрогеология и гидрогеохимия Заельцовско-Мочищенского проявления радоновых вод (юг Западной Сибири) / Д. А. Новиков, А. Ф. Сухорукова, Т. В. Корнеева // Геодинамика и тектонофизика. – 2018. – Т. 9. – № 4. – С. 1255–1274.

Новиков, Д. А. Гидрогеология нефтегазоносных отложений западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба / Д. А. Новиков // Труды Всероссийской молодежной

научной конференции с участием иностранных ученых, посвященной 100-летию академика А.А. Трофимука «Трофимуковские чтения молодых ученых – 2011». – Новосибирск: РИЦ НГУ, 2011. – С. 40–50.

Новиков, Д. А. Гидрогеохимические особенности нефтегазоносных бассейнов Арктики в связи с оценкой ресурсной базы гидроминерального сырья / Д. А. Новиков, В. А. Каширцев, Е. В. Борисов, И. И. Юрчик, А. В. Черных, С. В. Рыжкова, Л. Г. Вакуленко, Ф. Ф. Дульцев, П. А. Ян // Интерэкспо ГЕО-Сибирь – XX Международный научный конгресс. Международная научная конференция «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология»: Сборник материалов в 8 т. – Новосибирск: СГУГиТ, 2024. – Т. 2. – № 1. – С. 116–130.

Новиков, Д. А. Гидрогеохимические условия образования аутигенного каолинита в зоне катагенеза (на примере арктических районов Западно-Сибирского мегабассейна) / Д. А. Новиков // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: Труды Всероссийской конференции с участием иностранных ученых. – Томск: Изд-во НТЛ, 2012. – С. 467–470. -в

Новиков, Д. А. Гидрогеохимия доюрских комплексов Западной Сибири / Д. А. Новиков, Ф. Ф. Дульцев, А. В. Черных, В. А. Хилько, И. И. Юрчик, А. Ф. Сухорукова // Геология и геофизика. – 2020. – Т. 61. – № 11. – С. 1561–1576.

Новиков, Д. А. Гидрогеохимия процессов аутигенного минералообразования на примере оксфордского регионального резервуара Надым-Тазовского междуречья / Д. А. Новиков // Современные проблемы седиментологии в нефтегазовом инжиниринге: Труды III Всероссийского научно-практического седиментологического совещания (г. Томск, 10-12 апреля 2017 г.) – Томск: Изд-во ЦППС НД, 2017. – С. 52–59. -б

Новиков, Д. А. Гидрогеохимия процессов катагенетического преобразования осадочных пород нефтегазоносных отложений арктических районов Западно-Сибирского мегабассейна / Д. А. Новиков // Известия ВУЗов. Нефть и газ. – 2016. – № 6. – С. 19–25.

Новиков, Д. А. Гидрогеохимия процессов катагенетического преобразования осадочных пород нефтегазоносных отложений арктических районов Западно-Сибирского мегабассейна / Д. А. Новиков // Подземная гидросфера: Материалы Всерос. совещ. по подземным водам востока России (Юбилейное XX Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока). – Иркутск: Географ, 2012. – С. 350–354. -б

Новиков, Д. А. Гидродинамика неокомского водоносного комплекса западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба / Д. А. Новиков // Материалы XIX Всероссийского совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. – Тюмень: Тюм. дом печати, 2009. – С. 91–94. -в

Новиков, Д. А. Гидродинамика нефтегазоносных отложений неокома переходной области от Западно-Сибирского артезианского бассейна к Хатангскому / Д. А. Новиков // «Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений». – 2014. – № 2. – С. 24–33.

Новиков, Д. А. Гидродинамическая зональность нефтегазоносных отложений полуострова Ямал / Д. А. Новиков // Материалы XXI Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика». – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. – С. 224–225. -б

Новиков, Д. А. Изучение газогенерирующих процессов методами моделирования водно-газовых равновесий (на примере Ямальской НГО) / Д. А. Новиков // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2017. XIII Междунар. науч. конгр. (г. Новосибирск, 17-21 апреля 2017): Междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология»: Сборник материалов в 4 т. – Новосибирск: СГУГиТ, 2017. – Т. 1 – С. 65–69.

Новиков, Д. А. Ключевая роль системы вода-порода в процессах формирования состава подземных вод верхнеюрских отложений Ямало-Карской депрессии (север Западной Сибири) [Электронный ресурс] / Д. А. Новиков // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: Материалы третьей Всероссийской научной конференции с междунар. участием (г. Чита, 20-25 августа 2018 г.). – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2018. – С. 140–144.

Новиков, Д. А. Латеральная гидрогеохимическая и аутигено-минералогическая зональность оксфордского регионального резервуара Надым-Тазовского междуречья / Д. А. Новиков, Л. Г. Вакуленко, П. А. Ян // Осадочные комплексы Урала и прилежащих регионов и их минералогия: Материалы 11 Уральского литологического совещания. – Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2016. – С. 186–189.

Новиков, Д. А. Направленность процессов взаимодействия вода-порода на примере арктических районов Западно-Сибирского мегабассейна / Д. А. Новиков // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: Материалы II Всероссийс. науч. конф. с международ. участием (г. Владивосток, 6-11 сентября 2015 г.) – Владивосток: Дальнаука, 2015. – С. 49–52.

Новиков, Д. А. О гидрогеологической стратификации докембрийско-палеозойских платформенных отложений Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции / Д. А. Новиков // Труды конференции «Трофимуковские чтения – 2007». – Новосибирск: ИНГТ СО РАН, 2007. – С. 183–87.

Новиков, Д. А. О зональности водорастворенных газов нефтегазоносных отложений Надым-Тазовского междуречья / Д. А. Новиков // Интерэкспо ГЕО-Сибирь: XV Международный научный конгресс (г. Новосибирск, 24-26 апреля 2019 г.): Международная научная конференция «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология»: Сборник материалов в 9 т. – Новосибирск: СГУГиТ, 2019. – Т. 2. – № 1. – С. 133–140.

Новиков, Д. А. О роли изотопного состава кислорода и водорода подземных вод нефтегазоносных отложений в изучении их генезиса / Д. А. Новиков, А. Н. Пыряев // Интерэкспо ГЕО-Сибирь – XX Международный научный конгресс. Международная научная конференция «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология»: Сборник материалов в 8 т. – Новосибирск: СГУГиТ, 2024. – Т. 2. – № 1 – С. 131–136. - б

Новиков, Д. А. Об открытии слабарадоновых вод - Инские источники / Д. А. Новиков, Ю. Г. Копылова, А. Ф. Сухорукова, Л. Г. Вакуленко, А. Н. Пыряев, А. А. Максимова, А. С. Деркачев, А. Н. Фаге, А. А. Хвощевская, Ф. Ф. Дульцев, А. В. Черных, М. С. Мельгунов, П. Н. Калинин, С. А. Растигеев // Геология и геофизика. – 2022. – Т. 63. – № 12. – С. 1714–1733.

Новиков, Д. А. Особенности вертикальной гидрогеохимической зональности северных районов Западно-Сибирского артезианского бассейна / Д. А. Новиков // ГЕО-Сибирь-2010. Т. 2. Недропользование. Горное дело. Новые направления и технология поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Ч. 2: Сб. матер. VI международного научного конгресса. – Новосибирск: СГГА, 2010. – С. 47–51.

Новиков, Д. А. Особенности гидрогеологической стратификации нефтегазоносных отложений западной части Енисей-Хатангского бассейна / Д. А. Новиков, Е. В. Борисов // Известия ВУЗов. Нефть и Газ. – 2020. – № 1. – С. 42–52.

Новиков, Д. А. Особенности латеральной гидрогеохимической и аутигенно-минералогической зональности оксфордского регионального резервуара Надым-Тазовского междуречья / Д. А. Новиков, Л. Г. Вакуленко, П. А. Ян // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60. – № 6. – С. 843–859. DOI: 10.15372/GiG2019041.

Новиков, Д. А. Особенности состава газов залежей углеводородов арктического сектора Западной Сибири / Д. А. Новиков, Е. В. Борисов, А. В. Черных, Ф. Ф. Дульцев, Л. М. Бурштейн // Деловой журнал Neftegaz.ru. – 2020. – № 10 (106). – С. 84–88.

Новиков, Д. А. Особенности состава газовых залежей северных и арктических районов Западной Сибири [Электронный ресурс] / Д. А. Новиков, Ф. Ф. Дульцев, А. В. Черных, Е. А. Фурсенко // Добыча, подготовка, транспорт нефти и газа: VIII Всероссийская научно-

практическая конференция с международным участием, посвященная 50-летию основания ИХН СО РАН (г. Томск, 1-3 октября 2019 г.). – Томск, 2019. – С. 717–717. -а

Новиков, Д. А. Оценка современного состояния нефтегазоносной системы по результатам изучения водно-газовых равновесий (на примере палеозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири) / Д. А. Новиков // Отечественная геология. – 2015. – № 3. – С. 7–32. -а

Новиков, Д. А. Оценка современного состояния нефтегазоносной системы на основе анализа водно-газовых равновесий / Д. А. Новиков // Проблемы геологии и освоения недр: Труды Седьмого Международного симпозиума им. акад. М.А. Усова студентов, аспирантов и молодых ученых, посвящ. 140-летию со дня рожд. В. А. Обручева. – Томск: Изд-во Томского политех. ун-та, 2003. – С. 195–198.

Новиков, Д. А. Палеогидрогеохимия отложений юры и мела арктических районов Западной Сибири / Д. А. Новиков, Я. В. Садыкова, А. В. Черных, Ф. Ф. Дульцев // Полярная механика: V Всероссийская конференция с международным участием (г. Новосибирск, 9-11 октября 2018): Тезисы докладов. – Новосибирск, 2018. – С. 106–106.

Новиков, Д. А. Первые данные по изотопному составу пластовых вод разрабатываемых нефтяных месторождений Новосибирской области / Д. А. Новиков, А. Н. Пыряев, А. В. Черных, Ф. Ф. Дульцев, С. В. Рыжкова // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2021. – № 2. – Т. 33. – С. 59–72. DOI: 10.18799/24131830/2021/2/3043 - а

Новиков, Д. А. Первые изотопно-гидрогеохимические данные по природным водам юго-восточного склона кряжа Чекановского / Д. А. Новиков, А. А. Максимова, А. Н. Пыряев, П. А. Ян // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2020. – Т. 331. – № 11. – С. 157–167. DOI:10.18799/24131830/2020/11/2897 -б

Новиков, Д. А. Перспективы нефтегазоносности западной части Хатангского артезианского бассейна по гидрогеологическим данным / Д. А. Новиков, А. А. Кох // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2017. – № 6. – С. 21–29.

Новиков, Д. А. Перспективы нефтегазоносности среднеюрских отложений полуострова Ямал по гидрогеологическим данным / Д. А. Новиков // Геология нефти и газа. – 2013. – № 6. – С. 65-74. -б

Новиков, Д. А. Поиски залежей углеводородов в Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции на основе изучения водно-газовых равновесий / Д. А. Новиков // Новые направления нефтегазовой геологии и геохимии. Развитие геологоразведочных работ: Сборник научных статей. – Пермь, 2017 – С. 276–284.

Новиков, Д. А. Применение методики поисков залежей углеводородов на основе изучения водно-газовых равновесий / Д. А. Новиков // Газовая промышленность. – 2015. – № 3 – С. 12–17. -б

Новиков, Д. А. Прогноз нефтегазоносности юрских резервуаров зоны сочленения Енисей-Хатангского и Западно-Сибирского бассейнов / Д. А. Новиков, Е. В. Борисов // Геология и геофизика. – 2021. – Т. 62. – № 2. – С. 216–237. -б

Новиков, Д. А. Прогнозирование нефтегазоносности неокомских отложений полуострова Ямал на основе изучения водно-газовых равновесий / Д. А. Новиков, А. В. Лепокуров // Материалы IV конференции молодых ученых, посвящ. М.А. Лаврентьеву, Новосибирск, 17-19 ноября 2004 г. – Новосибирск, 2004. – Ч. II. – С. 189–193.

Новиков, Д. А. Равновесие подземных вод оксфордского горизонта Ю₁ северных районов Новосибирской области с карбонатными и алюмосиликатными минералами / Д. А. Новиков, Л. Г. Вакуленко, Ф. Ф. Дульцев, А. В. Черных, О. Д. Николенко // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы VIII Всероссийского совещания с международным участием. Онлайн-конференция (7-10 сентября 2020 г., г. Сыктывкар). – Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. – С. 165–169. - а

Новиков, Д. А. Равновесие рассолов Анабаро-Хатангского бассейна с минералами вмещающих пород / Д. А. Новиков, А. В. Черных // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. – 2019. – № 16. – С. 443–447.

Новиков, Д. А. Разведка месторождений нефти и газа в юрско-меловых отложениях п-ова Ямал на основе изучения водно-газовых равновесий / Д. А. Новиков // Нефтяное хозяйство. – 2018. – № 4 – С. 16–21.

Новиков, Д. А. Различия в изотопном составе кислорода и водорода древних инфильтрационных и седиментогенных вод нефтегазоносных отложений Арктического сектора Западной Сибири / Д. А. Новиков, А. Н. Пыряев // Фундаментальные, глобальные и региональные проблемы геологии нефти и газа: Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 90-летию со дня рождения академика РАН А.Э. Конторовича (г. Новосибирск, Россия, 29 января - 1 февраля 2024 г.). – Новосибирск: СО РАН, 2024. – С. 160–162. - а

Новиков, Д. А. Результаты физико-химического моделирования равновесий в системе «вода-газ» в пределах неокомского водоносного комплекса Ямало-Ненецкого А.О. (на примере Губкинского, Комсомольского и Северо-Губкинского месторождений) // Д. А. Новиков, А. В. Лепокуров // Материалы III конференции молодых ученых, посвящ. М.А. Лаврентьеву, Новосибирск, 1-3 декабря 2003 г. – Новосибирск: РИЦ «Прайс-курьер», 2003. – Ч. II. – С. 189–194.

Новиков, Д. А. Роль палеогидрогеологических факторов в формировании гидрогеохимического поля сеноманских отложений арктического сектора Западной Сибири [электронный ресурс] / Д. А. Новиков, А. В. Черных, Ф. Ф. Дульцев, Е. В. Борисов // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы науч. онлайн-сессии, посвященной 110-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР Владимира Николаевича Сакса (19-22 апреля 2021 г.). – Новосибирск, 2021. – С. 147–151.

Новиков, Д. А. Роль элизионного водообмена в формировании гидродинамического поля Ямало-Карской депрессии / Д. А. Новиков // Литология и полезные ископаемые. – 2019. – № 3. – С. 248–261.

Новиков, Д. А. Содержание редкоземельных элементов в подземных водах верхнеюрских отложений Верх-Тарского нефтяного месторождения (Западная Сибирь) / Д. А. Новиков, А. В. Черных, Ф. Ф. Дульцев // Интерэкспо ГЕО-Сибирь. – Новосибирск: СГУГиТ, 2019. – Т. 2. – № 1. – С. 141–148.

Новиков, Д. А. Стабильные изотопы О, Н, С в подземных водах нефтегазоносных отложений северных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна / Д. А. Новиков, А. Н. Пыряев // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2023. – № 2. – С. 23–32.

Новиков, Д. А. Степень газонасыщения подземных вод продуктивной части юрского гидрогеологического комплекса Харампурского мегавала / Д. А. Новиков // Геология нефти и газа. – 2000. – № 3. – С. 51–56.

Новиков, Д. А. Теоретическое обоснование технологии поиска залежей углеводородов на основе изучения водно-газовых равновесий / Д. А. Новиков // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири: Материалы международной академической конференции (г. Тюмень, 16-18 сентября 2009 г.). – Тюмень, 2009. – С. 78–88.

Новиков, Д. А. Теоретическое обоснование технологии поисков залежей углеводородов в Западной Сибири на основе изучения водно-газовых равновесий / Д. А. Новиков // Полярная механика: V Всероссийская конференция с международным участием (г. Новосибирск, 9-11 октября 2018): Тезисы докладов. – Новосибирск, 2018. – С. 104–104.

Новиков, Д. А. Уран и торий в системе вода - порода (на примере нефтегазоносных отложений северных районов Западной Сибири) / Д. А. Новиков, Л. Г. Вакуленко, П. А. Ян, А. А. Хващевская // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2023. – № 3 (55). – С. 78–88.

Новиков, Д. А. Физико-химическое равновесие в системе «вода-газ» (на примере структур Северного свода, Западная Сибирь) / Д. А. Новиков // Материаловедение, технологии

и экология в третьем тысячелетии: Материалы II Всероссийской конференции молодых ученых, Томск, 3-6 ноября 2003. – Томск: ИФПМ СО РАН, 2003. – С. 239–242.

Новиков, Д. А. Физико-химическое равновесие в системе «вода-газ» (на примере структур Северного свода, Западная Сибирь) / Д. А. Новиков // Материаловедение, технологии и экология в третьем тысячелетии: Материалы II Всероссийской конференции молодых ученых, Томск, 3-6 ноября 2003. – Томск: ИФПМ СО РАН, 2003. – С. 239–242. - б

Новиков, Д. А. Фундаментальные свойства системы «вода-газ» / Д. А. Новиков // Успехи органической геохимии: Материалы 2-й Всероссийской научной конференции с участием иностранных ученых, посв. 120-летию со дня рожд. чл.-корр. АН СССР Н.Б. Вассоевича и 95-летию со дня рожд. засл. геолога РСФСР, проф. С.Г. Неручева (г. Новосибирск, 5-6 апреля 2022 г.). – Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2022. – С. 170–173.

Новиков, Д. А. Характер равновесий в системе «вода-газ» на примере юрско-меловых нефтегазоносных отложений Ямало-Карской депрессии / Д. А. Новиков // Геология и геофизика. – 2020. – Т. 61. – № 8. – С. 1074–1092.

Новиков, Д. А. Характер равновесий в системе вода-газ на примере юрско-меловых нефтегазоносных отложений Ямало-Карской депрессии / Д. А. Новиков // Геология и геофизика. – 2020. – № 61. – С. 1074–1092. DOI: 10.15372/GiG2019179. -а

Новиков, Д. А. Эволюция гидрогеохимического поля северных и арктических районов Западно-Сибирского осадочного бассейна в мезозое / Д. А. Новиков, А. В. Черных, Я. В. Садыкова, Ф. Ф. Дульцев, В. А. Хилько, И. И. Юрчик // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2019. – Т. 330. – № 10. – С. 165–180. -б

Новиков, Д. А. Эволюция состава стабильных изотопов водорода, кислорода и углерода в водах нефтегазоносных отложений северных районов Западной Сибири / Д. А. Новиков, А. Н. Пыряев, А. А. Максимова, Ф. Ф. Дульцев, А. В. Черных // Георесурсы. – 2023 – Т. 25 – № 4. – С. 219–232.

Новиков, Д. А. Геотермический режим недр северных и арктических районов Западно-Сибирского осадочного бассейна / Д. А. Новиков // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2024. – № 3. – С. 127–140.

Новиков, Д. А. Особенности латеральной гидрогеохимической и аутигенно-минералогической зональности оксфордского регионального резервуара Надым-Тазовского междуречья / Д. А. Новиков, Л. Г. Вакуленко, П. А. Ян // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60. – № 6. – С. 843–859.

Новиков, Д. А. Роль элизионного водообмена в формировании гидродинамического поля Ямало-Карской депрессии / Д. А. Новиков // Литология и полезные ископаемые. – 2019. – № 3. – С. 248–261.

Об особенностях распределения радиоактивности в породах баженовской свиты на западном склоне Сургутского свода ЗС / Г. А. Калмыков, Н. С. Балущкина, А. П. Алешин, Н. К. Глебочева // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. – 2009. – № 1. – С. 38–46.

Обидин, Н. И. Вечная мерзлота и подземные воды Западно-Сибирского мезозойского прогиба и Сибирской платформы севернее полярного круга / Н. И. Обидин // Тр. Ин-та геологии Арктики. – 1959. – Т. 65.

Обидин, Н. И. Подземные воды и вечная мерзлота в пределах Западно-Сибирской низменности и Сибирской платформы севернее полярного круга / Н. И. Обидин // Информ. бюлл. Ин-та геологии Арктики. – 1957. – Вып. 2.

Основные итоги гидрогеологических исследований нефтеносных районов севера Западной Сибири / Под ред. И. С. Грамберга. – М.: Госгеолтехиздат. – 1962. – 194 с.

Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия / отв. ред. С.Л. Шварцев. – Новосибирск: Наука, 1982. – 286 с.

Павловский, Н. Н. Неравномерное движение грунтовых вод / Н. Н. Павловский. – М.: Гостехиздат. – 1930. – 64 с.

Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде / А. Э. Конторович, С. В. Ершов, В. А. Казаненков, Ю. Н. Карогодин, В. А. Конторович, Н. К. Лебедева, Б. Л. Никитенко, Н. И. Попова, Б. Н. Шурыгин // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 5-6. – С. 745–776.

Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде / А. Э. Конторович, В. А. Конторович, С. В. Рыжкова, Б. Н. Шурыгин, Л. Г. Вакуленко, Е. А. Гайдебурова, В. П. Данилова, В. А. Казаненков, Н. С. Ким, Е. А. Костырева, В. И. Москвин, П. А. Ян // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 8. – С. 972–1012.

Палеогидрогеохимия верхнеюрских отложений арктических районов Западной Сибири / Я. В. Садыкова, Д. А. Новиков, А. В. Черных, Ф. Ф. Дульцев // Подземные воды Востока России: Материалы Всероссийского совещания по подземным водам Востока России (XXII Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока с международным участием). – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2018. – С. 412–417.

Первые результаты комплексных изотопно-гидрогеохимических исследований Новобибеевского проявления радоновых вод / Д. А. Новиков, Ф. Ф. Дульцев, А. А. Максимова и др. // Изв. ТПУ. Инжиниринг георесурсов. – 2022. – Т. 233. – № 1. – С. 57–72.

Перозио, Г. Н. Эпигенез терригенных осадочных пород юры и мела центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности / Г. Н. Перозио. – М.: Недра, 1971. – 160 с.

Пиннекер Е. В. Основные закономерности формирования состава подземных вод / Е. В. Пиннекер // Проблемы теоретической и региональной гидрогеологии. – М.: МГУ, 1979. – С. 10–15.

Плавник, А. Г. Районирование многопараметрических данных в постановке задачи картопостроения / А. Г. Плавник, А. Р. Курчиков, Б. П. Ставицкий // Автоматизация, телемеханизация и связь с нефтяной промышленностью. – 2009. – № 6. – С. 18–23.

Плуман, И. И. Распределение урана, тория и калия в отложениях ЗСП // Геохимия. – 1975. – № 5. – С. 756–767.

Плуман, И. И. Ураноносность черных битуминозных аргиллитов верхней юры Западно-Сибирской плиты / И. И. Плуман // Геохимия. – 1971. – № 11. – С. 1362–1368.

Плюснин, А. М. Гидрогеохимические особенности состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны / А. М. Плюснин, Л. В. Замана, С. Л. Шварцев, О. Г. Токаренко, М. К. Чернявский // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 5. – С. 647–664.

Покровский, Д. С. Гидрогеохимические среды и минеральные новообразования из подземных источников / Д. С. Покровский, Е. М. Дутова, И. В. Вологодина // Известия высших учебных заведений. Строительство. – 2010. – № 11-12 (623-624). – С. 54–61.

Полубаринова-Кочина, П. Я. Теория движения грунтовых вод / П. Я. Полубаринова-Кочина. – М.: Недра, 1952. – 676 с.

Поляков, В. А. Изотопные исследования подземных вод на полигоне «Томский» / В. А. Поляков, В. Т. Дубинчук, Е. В. Голубкова, В. А. Льготин, Ю. В. Макушин, К. М. Макарова // Разведка и охрана недр. – 2008. – № 11, 29. – С. 47–52.

Пономарев, В. М. Вечная мерзлота и подземные воды района Усть-Енисейского порта / В. М. Пономарев // Тр. ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева. – 1952. – Т. 10.

Пономарев, В. М. Подземные воды территории с мощной толщей многолетнемерзлых горных пород / В. М. Пономарев. – АН СССР. – 1960.

Предтеченская, Е. А. Влияние разрывных нарушений на температурный режим и катагенетические преобразования мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты / Е. А. Предтеченская, А. С. Фомичев // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2011. – Т. 6. – № 1. – С. 1–17.

Проблемы нефтегазоносности верхнепротерозойских и палеозойских комплексов Белоруси и Сибири / Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий, Н. П. Запывалов и др.; Науч.ред. В. А. Москвич. – Минск: Белгео, 2003. – 362 с.

Прозорович, Э. А. О закономерностях уплотнения глин с глубиной: (На примере сарматского яруса Предкавказья и Азербайджана) / Э. А. Прозорович // Новости нефти и газ техники. Геология. – 1962. – № 4. – С. 62–64.

Прозорович, Г. Э. Регенерация кварца и пелитизация полевых шпатов в нефтеносных и водоносных песчаниках Усть-Балыкского месторождения нефти / Г. Э. Прозорович, З. Л. Валуоженич // ДАН СССР. – 1966. – Т. 168. – № 4. – С. 893–895.

Прокопьева, Р. Г. Геохимическая природа наполнения и рассеяния петрогенных элементов в подземных водах нефтегазоносных отложений Западной Сибири / Р. Г. Прокопьева, Б. П. Ставицкий // Геохимия сложнопостроенных месторождений нефти и газа. – Тюмень, 1988. – С. 133–141.

Прокопьева, Р. Г. Использование комплекса микроэлементов в качестве критерия нефтегазоносности объектов разведки / Р. Г. Прокопьева // Труды ЗапСибНИГНИ. – 1977. – Вып. 120. – С. 49–51.

Прокопьева, Р. Г. Микрокомпоненты в подземных водах Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна и их нефтепоисковое значение / Р. Г. Прокопьева // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-минер. Наук. – М., 1978. – 26 с.

Прошляков, Б. К. Зависимость коллекторских свойств от глубины залегания и литологического состава пород / Б. К. Прошляков // Геология нефти и газа. – 1960. – № 12. – С. 24–29.

Пыхачев, Г. Б. Подземная гидравлика / Г. Б. Пыхачев, Р. Г. Исаев. – М.: Недра, 1973. – 359 с.

Равдоникас, О. В. Основные итоги гидрогеологических исследований нефтеносных районов севера Западной Сибири / О. В. Равдоникас // Труды НИИГА. – 1962. – Вып. 129. – 194 с.

Распределение урана, тория и калия в морских терригенных отложениях мезозоя ЗСП / В. М. Гавшин, В. А. Бобров, Р. Г. Демина, Л. М. Дорогиницкая // Геохимия рудных элементов в процессах выветривания, осадконакопления и катагенеза. – Новосибирск: Наука, 1979. – С. 128–160.

Рачинский, М. З. Конденсационные воды газовых и газоконденсатных залежей / М. З. Рачинский. – М.: Недра, 1981. – 84 с.

Региональная гидрогеология Сибири и Дальнего Востока // Материалы комиссии по изучению подземных вод Сибири и Дальнего Востока. – Иркутск, 1962. – Вып. 2. – 238 с.

Решение 5-ого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины, принятым МРСС-90 14-18 мая 1990 г. и утвержденным МСК СССР 30 января 1991 г. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1991. – 54 с.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. Новосибирск, 2003 г. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. – 114 с.

Родионов, Д. А. Справочник по математическим методам в геологии / Д. А. Родионов и др. – М.: Недра, 1987. – 335 с.

Розенбаум, Г. Э. Позднекайнозойская история криолитозоны Арктики и тенденции ее будущего развития / Г. Э. Розенбаум, Н. А. Шполянская. – М.: Научный мир, 2000. – 103 с.

Розин, А. А. Подземные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна и их формирование / А. А. Розин. – Новосибирск: Наука, 1977. – 102 с.

Роменко В. И. Исследование связи геотермического градиента с литологией и теплофизическими свойствами горных пород в центральной части Западно-Сибирской плиты / В. И. Роменко, С. И. Сергиенко // Нефтегазовая геология и геофизика. – 1973. – № 5. – С. 11–14.

Ростовцев, Н. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности / Н. Н. Ростовцев, О. В. Равдоникас. – М.: Гостоптехиздат, 1958. – 391 с.

Рудкевич, М. Я. Нефтегазоносные комплексы Западно-Сибирского бассейна / М. Я. Рудкевич, Л. С. Озеранская, Н. Ф. Чистякова и др. – М.: Недра, 1988. – 303 с.

Рыбникова, Л. С. Закономерности формирования качества подземных вод на отработанных медноколчеданных рудниках Лёвихинского рудного поля (Средний Урал, Россия) / Л. С. Рыбникова, П. А. Рыбников // Геохимия. – 2019. – Т. 64. – № 3. – С. 282–299.

Рыженко, Б. Н. Анализ геохимических процессов формирования рудообразующего флюида на месторождениях медистых песчаников (сланцев) / Б. Н. Рыженко, Е. В. Черкасова // Геохимия. – 2014. – № 8. – С. 749–755.

Рыженко, Б. Н. Гидрогеохимические процессы в закрытых и открытых системах водопорода / Б. Н. Рыженко, Е. В. Черкасова // Петрология. – 2011. – Т. 19. – № 1. – С. 27–34.

Рыженко, Б. Н. Коэффициенты летучести индивидуальных газов в широком диапазоне температур и давлений / Б. Н. Рыженко, В. П. Волков // Геохимия. – 1971. – № 7. – С. 760–773.

Рыженко, Б. Н. Моделирование состава шахтных (отвальных) вод на месторождениях Балхачского золоторудного района / Б. Н. Рыженко, А. Е. Рябенко // Геохимия. – 2013. – № 11. – С. 1021–1032.

Рыженко, Б. Н. Физико-химические факторы формирования состава природных вод (верификация модели «порода-вода») / Б. Н. Рыженко, С. Р. Крайнов, Ю. В. Шваров // Геохимия. – 2003. – № 6. – С. 630–640.

Рыженко, Б. Н. Физико-химическое компьютерное моделирование извлечения нормируемых элементов из загрязненных объектов / Б. Н. Рыженко, Е. В. Черкасова // Геохимия. – 2012. – № 10. – С. 928–937.

Рыженко, Б. Н. Флюиды земной коры. Химические свойства (состав, рН, Eh) и определяющие их факторы / Б. Н. Рыженко, В. Л. Барсуков, С. Р. Крайнов, Ю. В. Шваров // Петрология. – 2000. – Т. 8. – № 6. – С. 618–630.

Рябченков, А. С. О принципах гидрогеологической стратификации / А. С. Рябченков // Советская геология. – 1959. – № 3. – С. 101–113.

Савичев, О. Г. Изменения химического состава кислотных вытяжек по глубине торфяной залежи внутриболотных экосистем Васюганского болота (Западная Сибирь) / О. Г. Савичев, А. К. Мазуров, М. А. Рудмин, А. А. Хвощевская, А. Б. Даулетова // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2018. – Т. 329. – № 9. – С. 101–116.

Савичев, О. Г. Пространственные закономерности изменения химического состава и стока речных вод в бассейне Оби / О. Г. Савичев, А. К. Мазуров, И. И. Пипко, В. И. Сергиенко, И. П. Семилетов // Доклады Академии наук. – 2016. – Т. 466. – № 2. – С. 202–206.

Садыкова, Я. В. Палеогидрогеологические реконструкции верхнеюрских отложений южных районов Обь-Иртышского междуречья / Я. В. Садыкова, Д. А. Новиков // «Известия ВУЗов. Нефть и газ». – 2010. – № 1. – С. 18–25.

Садыкова, Я. В. Палеогидрогеохимические реконструкции нефтегазоносных отложений полуострова Гыдан / Я. В. Садыкова // Отечественная геология. – 2016. – № 1. – С. 16–24.

Садыкова, Я. В. Палеогидрогеохимия верхнеюрских отложений арктических районов Западной Сибири / Я. В. Садыкова, Д. А. Новиков, А. В. Черных, Ф. Ф. Дульцев // Подземные воды Востока России: Материалы Всероссийского совещания по подземным водам Востока России (XXII Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока с международным участием) (г. Новосибирск, 18-22 июня 2018 г.). – Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2018. – С. 412–417.

Садыкова, Я. В. Роль палеогидрогеохимических факторов в формировании состава подземных вод нефтегазоносных отложений северо-восточной части Большехетской мегасинеклизы / Я. В. Садыкова, М. Г. Дульцева // Водные ресурсы. – 2017. – Т. 44. – № 2. – С. 168–181. DOI: 10.1134/S0097807817020130

Самарина, В. С. Гидрогеохимия / В. С. Самарина. – Л.: Изд.-во Ленингр. Ун-та, 1977. – 360 с.

Сахибгареев, Р. С. Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей / Р. С. Сахибгареев. – Л.: Недра, 1989. – 260 с.

Севастьянов, О. М. Микроэлементы в подземных водах Оренбургского месторождения / О. М. Севастьянов // Геология нефти и газа. – 1992. – № 3. – С. 44–46.

Сергиенко, С. И. Аномалии теплового потока в нефтегазоносных структурах / С. И. Сергиенко // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1988. – № 2. – С. 115–124.

Сергиенко, С. И. Влияние теплового поля на нефтегазоносность мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты / С. И. Сергиенко // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1977. – № 1. – С. 104–114.

Сергиенко, С. И. Геотемпературное поле Западно-Сибирской плиты / С. И. Сергиенко, В. И. Роменко // Тр. ИГиРГИ. – М., 1974. – Вып. 4. – С. 239–249.

Сергиенко, С. И. Геотермические исследования в Западной Сибири / С. И. Сергиенко, Я. Б. Смирнов, Б. П. Ставицкий, Н. С. Сабанеева, Г. Д. Гинсбург // Геотермия. Отчеты по геотермическим исследованиям в СССР. – М.: АН СССР, 1974. – Вып. 1-2. – С. 58–62.

Сергиенко, С. И. Геотермия. Тепловое поле нефтегазоносных провинций СССР / С. И. Сергиенко // Справочник по геологии нефти и газа. – М.: Недра, 1984. – С. 267–294.

Сергиенко, С. И. Определение теплофизических свойств горных пород осадочного чехла Западно-Сибирской плиты / С. И. Сергиенко, Г. Е. Малофеев, Н. С. Сабанеева // Нефтяное хозяйство. – 1972. – № 2. – С. 33–37.

Сергиенко, С. И. Тепловое поле Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна / С. И. Сергиенко // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1983. – № 5. – С. 113–126.

Сергиенко, С. И. Тепловое поле Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна / С. И. Сергиенко // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1983. – № 5. – С. 113–126.

Сесь, К. В. Гидродинамические особенности нефтегазоносных отложений центральной части полуострова Ямал / К. В. Сесь, Д. А. Новиков // Бурение и нефть. – 2017. – № 5. – С. 30–35.

Сидкина, Е. С. Геохимия подземных рассолов Тунгусского и Оленекского артезианских бассейнов (Сибирская платформа) / Е. С. Сидкина // Литология и полезные ископаемые. – 2018. – Т. 53. – № 1. – С. 252–262.

Скоробогатов, В. А. Геотермические и катагенетические условия нефтегазоносности Ямало-Карского региона Западной Сибири / В. А. Скоробогатов, Д. А. Соин // Геология нефти и газа. – 2011. – № 2. – С. 91–97.

Скоробогатов, В. А. Геотермические условия нефтегазоносности Ямальской области Западной Сибири / В. А. Скоробогатов, Д. А. Соин // Геология нефти и газа. – 2009. – № 5. – С. 25–29.

Справочное руководство гидрогеолога // Под ред. В. М. Максимова. – Л.: Гостоптехиздат, 1959. – 836 с.

Ставицкий, Б. П. Геотермические условия Западно-Сибирской низменности / Б. П. Ставицкий // Геология СССР. Т. XLIV, ч. II. – М.: Недра, 1964. – С. 205–209.

Ставицкий, Б. П. Гидрохимическая зональность юрских и меловых отложений Западно-Сибирского бассейна / Б. П. Ставицкий, А. Р. Курчиков, А. Э. Конторович, А. Г. Плавник // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45. – № 7. – С. 826–832.

Ставицкий, Б. П. Интерпретация результатов исследования геотемпературного поля в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты / Б. П. Ставицкий, С. И. Сергиенко, Г. Д. Гинсбург // Нефть и газ Тюмени. – 1970. – № 8. – С. 16–19.

Ставицкий, Б. П. О геотермическом режиме верхней части разреза района широтного Приобья / Б. П. Ставицкий, В. П. Дяконов / Труды ЗапСибНИГНИ. – Тюмень. – 1968. – Вып. 6. – С. 32–36.

Ставицкий, Б. П. Тепловой режим недр Западной Сибири. Изученность и особенности / Б. П. Ставицкий, А. Р. Курчиков, Б. В. Белкина, Н. Э. Булгакова, С. В. Кудрявый // Труды ЗапСибНИГНИ. – Тюмень. – 1981. – Вып. 164. – С. 18–37.

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система / Б. Н. Шурыгин, Б. Л. Никитенко, В. П. Девятков, В. И. Ильина, С. В. Меледина, Е. А. Гайдебурова, О. С. Дзюба, А. М. Казаков, Н. К. Могучева. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. – 480 с.

Страхов, Н. М. Основы теории литогенеза / Н. М. Страхов. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – Т. 1. – 212 с.; – Т. 2. – 574 с.; – 1963. – Т. 3. – 550 с.

Стрелецкая, И. Д. Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэгов и вмещающих их отложений центрального Ямала / И. Д. Стрелецкая, М. О. Лейбман // Криосфера Земли. – 2002. – Т. VI. – № 3. – С. 15–24.

Сулин, В. А. Воды нефтяных месторождений СССР / В. А. Сулин. – М.: Главная редакция горно-топливной литературы, 1935. – 367 с.

Сурков, В. С. Геотермическая характеристика платформенного чехла центральной части Западно-Сибирской плиты и связь ее с геологическим строением фундамента / В. С. Сурков, В. И. Роменко, О. Г. Жеро / Труды СНИИГГИМСа. – 1972. – Вып. 156. – С. 101–109.

Сурков, В. С. Нефтегазоносность платформенных областей Сибири / В. С. Сурков, А. И. Варламов, А. С. Ефимов, А. Э. Конторович, В. И. Лотышев, Н. В. Мельников, Л. В. Смирнов, В. С. Старосельцев // Отечественная геология. – 2008. – № 2. – С. 85–96.

Сурков, В. С. Перспективы нефтегазоносности фундамента Надым-Тазовского междуречья / В. С. Сурков, Л. В. Смирнов // Геология и нефтегазоносность Надым-Пур-Тазовского междуречья. – Изд-во ЗапСибНИГНИ: Тюмень-Тарко-Сале, 1995. – С. 215–220.

Сурков, В. С. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты / В. С. Сурков, О. Г. Жеро. – М.: Недра, 1981. – 143 с.

Сухорукова, А. Ф. Гидрогеологическая стратификация Приуральской нефтегазоносной области / А. Ф. Сухорукова, Д. А. Новиков // Сборник материалов VII международного научного конгресса «ГЕО-Сибирь-2011». – Новосибирск: СГГА, 2011. – Т. 2. – Ч. 1. – С. 107–111.

Теодорович, Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород / Г. И. Теодорович. – М.: Изд-во АН СССР, 1958. – 225 с.

Торгованова, В. Б. Воды и газы палеозойских и мезозойских отложений Западной Сибири / В. Б. Торгованова, Н. В. Дуброва, Н. М. Кругликов и др. // Труды ВНИГРИ. – 1960. – Вып. 159. – 460 с.

Трофимов, В. Т. Геокриология СССР, Западная Сибирь / В. Т. Трофимов, Ю. К. Васильчук, В. В. Баулин, С. Е. Гречищев, Г. И. Дубиков, Ю. Б. Бадю, Н. Г. Фирсов и др. – М.: Недра, 1989. – 454 с.

Трофимов, В. Т. Геокриологическое районирование Западно-Сибирской плиты / В. Т. Трофимов, Ю. К. Васильчук. – М.: Наука, 1987. – 222 с.

Трофимук, А. А. Домезозойские комплексы левобережья Енисея – объект наращивания минерально-сырьевой базы нефтяной и газовой промышленности / А. А. Трофимук, В. А. Каштанов, Ю. Ф. Филиппов, А. С. Ефимов, В. А. Кринин // ДАН. – 1998. – Т. 361. – № 3. – С. 384–387.

Турышев, В. В. Особенности пространственно-временного и литолого-фациального распределения естественных радиоактивных элементов в юрских и нижнемеловых отложениях / В. В. Турышев // Геохимия. – 2017. – № 1. – С. 26–40.

Уран, калий и торий в битуминозных породах баженовской свиты Западной Сибири / В. В. Хабаров, О. М. Нелепченко, Е. Н. Волков, О. В. Барташевич // Советская геология. – 1980. – № 10. – С. 94–105.

Ферронский, В. И. Изотопия гидросферы / В. И. Ферронский, В. А. Поляков. – М.: Научный мир, 2009. – 632 с.

Фомин, М. А. Пликативная и дизъюнктивная тектоника мезо-кайнозойского осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба / М. А. Фомин, С. Ю. Беляев, С. В. Ершов // Геология нефти и газа. – 2011. – № 5. – С. 128–132.

Формугина, И. А. Гидрогеологические и гидрогеохимические особенности криолитозоны западной части п-ва Таймыр (район пгт. Диксон) / И. А. Формугина // Подземные воды Востока России: Материалы Всероссийского совещания по подземным водам Востока России (XXII Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока с международным участием). – Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2018. – С. 507–511.

Фотиади, Э. Э. О зависимости пористости и плотности пород осадочного покрова от глубины их залегания / Э. Э. Фотиади // Геология нефти и газа. – 1957. – № 4. – С. 39–50.

Фотиади, Э. Э. О тепловом поле Западно-Сибирской плиты / Э. Э. Фотиади, У. И. Моисеенко, Л. С. Соколова // Доклады АН СССР. – 1969. – Т. 189. – № 2. – С. 385–388.

Фролов, Н. М. Гидрогеотермия / Н. М. Фролов. – М.: Недра, 1968. – 316 с.

Хайцер, Л. Л. К вопросу о вычислении первичной мощности осадочных толщ / Л. Л. Хайцер // Литология и полезные ископаемые. – 1971. – № 2. – С. 94–101.

Харитонов, Н. А. Геохимия редкоземельных элементов в подземных водах Сихотэ-Алинской складчатой области (Дальний Восток России) / Н. А. Харитонов, Е. А. Вах, Г. А. Челноков, О. В. Чудаев, И. А. Александров, И. В. Брагин // Тихоокеанская геология. – 2016. – Т. 35. – № 2. – С. 68–82.

Харитонов, Н. А. Редкоземельные элементы в поверхностных водах Амурской области. Особенности накопления и фракционирования / Н. А. Харитонов, Е. А. Вах // Вестник Томского государственного университета. – 2015. – № 396. – С. 232–244.

Харитонов, Н. А. Уникальные углекислые минеральные воды месторождения Мухен (Хабаровский край): состав и генезис / Н. А. Харитонов, С. Л. Шварцев, О. Е. Лепкурова, Г. А. Челноков // Доклады Академии наук. – 2017. – Т. 475. – № 6. – С. 685–690.

Хаустов, А. П. Геохимические барьеры как форма самоорганизации естественных геосистем / А. П. Хаустов // Вестник Российского университета дружбы народов. Серия: Экология и безопасность жизнедеятельности. – 2017. – Т. 25. – № 3. – С. 396–413.

Хаустов, А. П. Геохимические маркеры на основе соотношений концентраций ПАУ в нефти и нефтезагрязненных объектах / А. П. Хаустов, М. М. Редина // Геохимия. – 2017. – № 1. – С. 57–67.

Ходжакулиев, Я. А. Палеогидрогеологические исследования при поисках нефти и газа / Я. А. Ходжакулиев, Л. А. Абукова. – М.: Недра, 1985. – 209 с.

Холодов, В. Н. Осадочные бассейны, закономерности их формирования и принципы классификации. Сообщение 2. Осадочные породные бассейны / В. Н. Холодов // Литология и полезные ископаемые. – 2010. – № 3. – С. 268–308.

Череменин, Г. А. Геотермия / Г. А. Череменин. – Л.: Недра, 1972. – 272 с.

Череменин, Г. А. Термические особенности мезозойских отложений Березовского района / Г. А. Череменин // Геология и геофизика. – 1962. – № 12. – С. 112–116.

Черных, А. В. Гидрогеохимия Анабаро-Хатангского бассейна / А. В. Черных // Подземные воды Востока России: Материалы Всероссийского совещания по подземным водам Востока России (XXII Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока с международным участием) (г. Новосибирск, 18-22 июня 2018 г.). – 2018. – С. 532–537.

Черных, А. В. Палеогидрогеология Анабаро-Хатангского бассейна / А. В. Черных, Д. А. Новиков // Известия высших учебных заведений. Нефть и газ. – 2018. – № 4 (130). – С. 27–33.

Черных, А. В. Палеогидрогеохимия нефтегазоносных отложений Анабаро-Хатангского бассейна / А. В. Черных, Д. А. Новиков // Отечественная геология. – 2020. – № 2. – С. 81–96.

Черных, А. В. Палеогидрогеохимия нижней юры арктических районов Западной Сибири / А. В. Черных, Д. А. Новиков, Ф. Ф. Дульцев, Е. В. Борисов // Труды Ферсмановской научной сессии. – ГИ КНЦ РАН, 2020. – № 17. – С. 547–551.

Чирвинский, П. Н. Палеогидрогеология / П. Н. Чирвинский // Проблемы современной геологии. – 1933. – Т. 3. – № 8. – С. 107–122.

Чистякова, Н. Ф. Термобарические аномалии как отражение формирования залежей углеводородного сырья (на примере Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна) / Н. Ф. Чистякова // Геология нефти и газа. – 2001. – № 3. – С. 42–49.

Шаблинская, Н. В. Геологические предпосылки прогноза АВПД в Западной Сибири / Н. В. Шаблинская, Т. В. Дорофеева, Б. А. Лебедев // Труды ВНИГНИ. – 1977. – Вып. 397. – С. 106–118.

Шарапов, И. П. Применение математической статистики в геологии / И. П. Шарапов. – М.: Недра, 1965. – 260 с.

Шваров, Ю. В. О минимизации термодинамического потенциала открытой химической системы / Ю. В. Шваров // Геохимия. – 1978. – № 12. – С. 1892–1895.

Шваров, Ю. В. Общий критерий равновесия в изобарно-изотермической модели химической системы / Ю. В. Шваров // Геохимия. – 1981. – № 7. – С. 981–988.

Шваров, Ю. В. Расчет равновесного состава в многокомпонентной гетерогенной системе / Ю. В. Шваров // Доклады Академии наук. – 1976. – Т. 229. – № 5. – С. 1224–1226.

Шварцев, С. Л. Общая гидрогеология / С. Л. Шварцев. – М.: Недра, 1996. – 423 с.

Шварцев, С. Л. Взаимодействие в системе вода-порода как новая база для развития гидрогеологии / С. Л. Шварцев // Тихоокеанская геология. – 2008. – Т. 27. – № 6. – С. 5–16.

Шварцев, С. Л. Взаимодействие воды с алюмосиликатными горными породами. Обзор / С. Л. Шварцев // Геология и геофизика. – 1991. – № 12. – С. 16–50.

Шварцев, С. Л. Генезис и эволюция углекислых минеральных вод месторождения Мухен (Дальний Восток) / С. Л. Шварцев, Н. А. Харитонов, О. Е. Лепокурова, Г. А. Челноков // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 1. – С. 48–59.

Шварцев, С. Л. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода-порода: в 5 томах. Т. 2: Система вода-порода в условиях зоны гипергенеза / С. Л. Шварцев. – Новосибирск: СО РАН, 2007. – 389 с.

Шварцев, С. Л. Геохимия и формирование состава соленых озер Западной Монголии / С. Л. Шварцев, М. Н. Колпакова, В. П. Исупов, А. Г. Владимиров, С. Ариунбилэг // Геохимия. – 2014. – № 5. – С. 432–449.

Шварцев, С. Л. Гидрогеологические условия Харампурского мегавала / С. Л. Шварцев, Д. А. Новиков // «Известия ВУЗов. Нефть и газ». – 1999. – № 3. – С. 21–29.

Шварцев, С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. 2-е изд. исправл. и доп. / С. Л. Шварцев. – М.: Недра, 1998. – 366 с.

Шварцев, С. Л. К проблеме самоорганизации геологической системы вода – порода / С. Л. Шварцев // Геология и геофизика. – 1995. – № 4. – С. 22–29.

Шварцев, С. Л. Механизмы концентрирования фтора в азотных термах / С. Л. Шварцев // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2017. – Т. 328. – № 12. – С. 105–115.

Шварцев, С. Л. О соотношении составов подземных вод и горных пород / С. Л. Шварцев // Геология и геофизика. – 1992. – № 8. – С. 16–50.

Шварцев, С. Л. Общая гидрогеология: Учеб. для вузов / С. Л. Шварцев. – М.: Недра, 1996. – 423 с.

Шварцев, С. Л. Подземные воды нефтегазоносных отложений Нюрольского осадочного бассейна (Томская область) / С. Л. Шварцев, Т. Н. Силкина, Е. А. Жуковская, В. В. Трушкин // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 44. – № 5. – С. 451–464.

Шварцев, С. Л. Природа вертикальной гидрогеохимической зональности нефтегазоносных отложений (на примере Надым-Тазовского междуречья, Западная Сибирь) / С. Л. Шварцев, Д. А. Новиков // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45. – № 8. – С. 1008–1020.

Шварцев, С. Л. Равновесие азотных терм Байкальской рифтовой зоны с минералами водовмещающих пород как основа для выявления механизмов их формирования / С. Л. Шварцев, Л. В. Замана, А. М. Плюснин, О. Г. Токаренко // Геохимия. – 2015. – № 8. – С. 720–733.

Шварцев, С. Л. Химический состав и изотопы стронция рассолов Тунгусского бассейна в связи с проблемой их формирования // Геохимия. – 2000. – № 11. – С. 1170–1184.

Шварцев, С. Л. К динамике водного концентрирования и рассеивания химических элементов в земной коре / С. Л. Шварцев // Геология и геофизика. – 1993. – № 6. – С. 24–32.

Швидлер, М. И. Статистическая гидродинамика пористых сред / М. И. Швидлер. – М.: Недра, 1985. – 288 с.

Шемин, Г. Г. Модель строения, условия формирования и перспективы нефтегазоносности верхнеюрских отложений севера Западно-Сибирской НГП и прилегающей

акватории Карского моря / Г. Г. Шемин // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2004. – № 10. – С. 29–43.

Шестаков, В. М. Гидрогеодинамика / В. М. Шестаков. – М.: МГУ, 1995. – 368 с.

Шестаков, В. М. Гидрогеомеханика / В. М. Шестаков. – М.: МГУ, 1998. – 72 с.

Шестаков, В. М. Динамика подземных вод / В. М. Шестаков. – М.: МГУ, 1979. – 368 с.

Шишкина, О. В. Геохимия морских и океанических иловых вод / О. В. Шишкина. – М.: Наука, 1972. – 228 с.

Шишкина, О. В. О солевом составе вод, формирующихся в морских осадках / О. В. Шишкина // ДАН СССР. – 1955. – Т. 105. – № 6. – С. 1289–1292.

Шишкина, О. В. Химический состав иловых вод Тихого океана / О. В. Шишкина // Проблемы химии моря. Тр. Института океанологии. – 1959. – Т. 33. – С. 146–164.

Щелкачев, В. Н. Подземная гидравлика / В. Н. Щелкачев, Б. Б. Лапук. – М.: Гостоптехиздат, 1949. – 523 с.

Щепеткин, Ю. В. Геохимия природной системы порода-вода-нефть (газ) в связи с исследованием процессов формирования углеводородных скоплений / Ю. В. Щепеткин, А. В. Рыльков // Геохимия природной системы порода-органическое вещество-вода-нефть (газ). – Тюмень. – 1984. – С. 100–110.

Эдер, В. Г. Литология и условия образования баженовской свиты Западной Сибири: автореф. дис. ... д. г.-м. н. / В. Г. Эдер. – М., 2021. – 46 с.

Эдер, Л. В. Экспорт газа из России: структура и динамика поставок / Л. В. Эдер, И. В. Филимонова, А. В. Комарова, В. Ю. Немов, С. И. Шумилова // Газовая промышленность. – 2019. – № 1(779). – С. 86–92.

Юркевич, И. А. Гидрогеологические и палеогидрогеологические условия размещения залежей нефти и газа / И. А. Юркевич (отв. ред.). – М.: Наука, 1977. – 80 с.

Япаскурт, О. В. Аспекты теории постседиментационного литогенеза / О. В. Япаскурт // Литосфера. – 2005. – № 3. – С. 3–30.

Япаскурт, О. В. Стадиальный анализ осадочного процесса / О. В. Япаскурт // Литология и полезные ископаемые. – 2008. – № 4. – С. 364–376.

Ярошевский, А. А. Применение математики в геохимии: некоторые типы задач и методы решения / А. А. Ярошевский // Соросовский образовательный журнал. – 1996. – № 7. – С. 67–73.

A hydrogeologic model of stratiform copper mineralization in the Midcontinent Rift Sestem, Northern Michigan, USA / J. B. Swenson, M. Person, J. P. Raffensperger, W. F. Cannon, L. G. Woodruff, M. E. Berndt // Geofluids. – 2004. – No. 4. – P. 1–22.

Aagaard, P. Thermodynamic and kinetic constraints on reaction rates among minerals and aqueous solutions I. Theoretical considerations / P. Aagaard, H. C. Helgeson // *Am. J. Sci.* – 1982. – Vol. 282. – P. 237–285.

Aksenova, V. I. Water Phase Transformations in Frozen Soil under the Effect of Cryopegs / V. I. Aksenova, N. G. Bubnovb, G. I. Klinovaa, A. V. Iospaa, S. G. Gevorkyana // *Water Resources*. – 2011. – Vol. 38. – No. 7. – P. 934–943.

Alçiçek, H. (2019). Origin and evolution of the thermal waters from the Pamukkale Geothermal Field (Denizli Basin, SW Anatolia, Turkey): Insights from hydrogeochemistry and geothermometry / H. Alçiçek, A. Bülbül, I. Yavuzer, M. C. Alçiçek // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2019. – Vol. 372. – P. 48–70. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2018.09.011

Anadon, P. Hydrochemistry from Sr and Mg contents of ostracodes in Pleistocene lacustrine deposits, Baza Basin (SE Spain) / P. Anadon, R. Julia // *Hydrobiologia*. – 1990. – No. 197. – P. 291–303.

Andersen, K. I. Water Management in a Closed Loop – Problems and Solutions at Brage Field / K. I. Andersen, E. Halvorsen, T. Sælensminde, N. O. Østbye // *SPE European Petroleum Conference*. – 2000. – P. 1–12.

Armstrong-Altrin, J. S. Detrital zircon U-Pb geochronology and geochemistry of the Riachuelos and Palma Sola beach sediments, Veracruz State, Gulf of Mexico: a new insight on palaeoenvironment / J. S. Armstrong-Altrin // *J. Palaeogeogr.* – 2020. – No. 9(4). – 28 p.

Arostegui, J. Microtextures and the origin of muscovite-kaolinite intergrowths in sandstones of the Utrillas Formation, Basque Cantabrian Basin, Spain / J. Arostegui, M. J. Irabien, F. Nieto, J. Sangüesa, M. C. Zuluaga // *Clays and Clay Minerals*. – 2001. – Vol. 49. – No. 6. – P. 529–539.

Athy, L. F. Density, porosity and compaction of sedimentary rocks / L. F. Athy // *AAPG Bulletin*. – 1930. – Vol. 14. – No. 1. – P. 1–24.

Barth, T. Organic acids and inorganic ions in waters from petroleum reservoirs, Norwegian continental shelf: a multivariate statistical analysis and comparison with American reservoir formation waters / T. Barth // *Applied Geochemistry*. – 1991. – Vol. 6. – P. 1–15.

Batir, J. F. Updated Heat Flow of Alaska. New Insights into the Thermal Regime / J. F. Batir, D. D. Blackwell, M. C. Richards // *SMU Geothermal Laboratory Roy M. Huffington Department of Earth Sciences Southern Methodist University Dallas, TX 75275*. – 2013. – Vol. 6. – No. 15. – 44 p.

Ben Baccar, M. Diagenetic albization of K-feldspar and plagioclase in sandstone reservoirs: thermodynamic and kinetic modeling / M. Ben Baccar, B. Fritz // *Journal of sedimentary Petrology*. – 1993. – Vol. 63. – No. 6. – P. 1100–1109.

Berner, R. A. A model for calcium, magnesium and sulfate in seawater over Phanerozoic time / R. A. Berner // *American Journal of Science*. – 2004. – Vol. 304 (5). – P. 438–453.

Berner, R. A. Inclusion of the weathering of volcanic rocks in the GEOCARBSULF model / R. A. Berner // *American Journal of Science*. – 2006. – Vol. 306 (5). – P. 295–302.

Bish, D. L. Paleogeothermal and paleohydrologic conditions in silicic tuff from Yucca Mountain, Nevada / D. L. Bish, J. L. Aronson // *Clays Clay Miner.* – 1993. – No. 41. – P. 148–161.

Bjørlykke, K. Clay mineral diagenesis in sedimentary basins – a key to the prediction of rock properties. Examples from the North Sea Basin / K. Bjørlykke // *ClayMinerals*. – 1998. – Vol. 33. – P. 15–34.

Bjørlykke, K. Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution: *Geologische Rundschau* / K. Bjørlykke, M. Ramm, and G. C. Saigal. – 1989. – Vol. 78. – P. 243–268. DOI: 10.1007/BF01988363.

Blum, A. E. Monte Carlo simulations of surface reaction rate laws / A. E. Blum, A. Lasaga // *In Aquatic Surface Chemistry: Chemical Processes at the Particle Water Interface*, 1st ed.; Ed.: Stumm W.; USA, New York: John Wiley and Sons, Inc. – 1987. – P. 255–292.

Blum, A. E. The role of surface speciation in the dissolution of albite / A. E. Blum, A. Lasaga // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1991. – Vol. 55(8). – P. 2193–2201.

Bojarski, L. Die Anwendung der hydrochemischen Klassifikation bei Sucharbeiten auf Erdöl / L. Bojarski // *2. Angew. Geol.* – 1970. – No. 16. – P. 123–125.

Bottomley, D. J. Saline groundwaters and brines in the Canadian Shield: Geochemical and isotopic evidence for a residual evaporite brine component / D. J. Bottomley, D. C. Gregoire, K. G. Ravens // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1994. – Vol. 58. – No. 5. – P. 1483–1498.

Bottomley, D. J. The origin and evolution of Canadian Shield brines: evaporation or freezing of seawater? New lithium isotope and geochemical evidence from the Slave craton / D. J. Bottomley, A. Katz, L. H. Chan, A. Starinsky, M. Douglas, I. D. Clark, K. G. Raven // *Chemical Geology*. – 1999. – No. 155. – P. 295–320.

Brewer, M. C. Some Results of Geothermal Investigations of Permafrost in Northern Alaska / M. C. Brewer // *American Geophysical Union*. – 1958. – Vol. 39. – No. 1. – P. 19–26.

Bromine and stable isotopic profiles of formation waters from potash mine-shafts, Saskatchewan, Canada / G. K. S. Jensen, B. J. Rostron, M. J. M. Duke, C. Holmden // *Journal of Geochemical Exploration*. – 2006. – No. 89. – P. 170–173.

Burst, J. F. Diagenesis of Gulf Coast Clayey Sediments and Its Possible Relation to Petroleum Migration / J. F. Burst // *AAPG Bulletin*. – 1969. – Vol. 53. – No. 1. – P. 73–93.

Burton, J. H. Authigenesis of kaolinite and chlorite in Texas Gulf Coast sediments / J. H. Burton, D. H. Krinsley, K. Pye // *Clays and Clay Minerals*. – 1987. – Vol. 35. – No. 4. – P. 291–296.

Cai, C. Origin and migration of brines from Paleozoic strata in Central Tarim, China: constrains from $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, δD , $\delta^{18}\text{O}$ and water chemistry / C. Cai, S. G. Franks, P. Aagaard // *Applied Geochemistry*. – 2001. – Vol. 16. – P. 1269–1284. DOI: 10.1016/S0883-2927(01)00006-3

Campbell, A. C. Chemistry of hot springs on the mid-Atlantic Ridge / A. C. Campbell, M. R. Palmer, G. P. Klinkhammer, T. S. Bowers, J. M. Edmond, J. R. Lawrence, J. F. Casey, G. Thompson, S. Humphris, P. Rona and J. A. Karson // *Nature*. – 1988. – Vol. 335. – P. 514–518.

Casey, W. H. Large aqueous aluminum hydroxide molecules / W. H. Casey // *Chemical reviews*. – 2006. – Vol. 106. – Iss. 1. – P. 1–16.

Casey, W. H. Surface chemistry of labradorite feldspar reacted with aqueous solutions at pH= 2, 3, and 12 / W. H. Casey, H. R. Westrich, G. W. Arnold // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1988. – Vol. 52. – Iss. 12. – P. 2795–2807.

Chebotarev, I. I. Metamorphism of natural waters in the crust of weathering / I. I. Chebotarev // *Geochimica Cosmochim Acta*. – 1955. – No. 8. – P. 22–48; 137–170; 198–212.

Cheikh, N. B. Geochemical and isotopic study of paleogroundwater salinization in southern Tunisia (Sfax basin) / N. B. Cheikh, K. Zouari, B. Abidi // *Quat Int.* – 2012. – Vol. 257. – P. 34–42.

Chemical evolution of saline waters in the Jordan-Dead Sea transform and in adjoining areas / P. Möller, E. Rosenthal, S. Geyer, A. Flexer // *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*. – 2007. – No. 96. – P. 541–566.

Chen, Z. Pore pressure patterns in Tertiary aquifers and hydrodynamic implications, Beaufort Sea and Mackenzie Delta Basin, Canada / Z. Chen, K. G. Osadetz, D. Issler, S. Grasby // *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. – 2010. – Vol. 58. – No. 1. – P. 3–16.

Chen, Z. Temperature-depth plots for selected petroleum exploration wells, Canadian Arctic islands / Z. Chen, S. E. Grasby, K. Dewing // *Geological Survey of Canada*. – 2010. – No. 6567. – 16 p.

Choppin, G. R. Actinide speciation in aquatic systems / G. R. Choppin // *Marine Chemistry*. – 2006. – Vol. 99. – P. 83–92.

Collins, A. G. Geochemistry of oilfield waters / A. G. Collins // *Developments in Petroleum Science* 1. Elsevier. Amsterdam-Oxford-New York, 1975. – 503 p.

Comparison of in situ uranium K_D values with a laboratory determined surface complexation model / G. P. Curtis, P. Fox, K. Matthias, J. A. Davis // *Applied Geochemistry*. – 2004. – Vol. 19. – P. 1643–1653.

Comprasion of carbonate C and O stable isotope records across the Jurassic/Cretaceous boundary in the Tethyan and Boreal Realms / K. Zak, M. Kostak, O. Man,

V. A. Zakharov, M. A. Rogov, P. Pruner, J. Rohovec, O. S. Dzyuba, M. Mazuch // *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*. – 2011. – No. 299. – P. 83–96.

Connolly, C. A. Origin and evolution of formation waters, Alberta Basin, Western Canada Sedimentary Basin. I. Chemistry / C. A. Connolly, L. M. Walter, H. Baadsgaard, F. J. Longstaffe // *Applied Geochemistry*. – 1990. – Vol. 5. – P. 375–413. DOI: 10.1016/0883-2927(90)90017-Y.

Constraining the inferred paleohydrologic evolution of a deep unsaturated zone in the Amargosa Desert / M. A. Walvoord, D. A. Stonestrom, B. J. Andraski, R. G. Striegl // *Vadose Zone J.* – 2004. – No. 3. – P. 502–512.

Craig, H. Isotopic variations in meteoric waters / H. Craig // *Science*. – 1961. – Vol. 133. – P. 1702–1703. DOI: 10.1126/science.133.3465.1702

Dang, D. H. Toward the circular economy of Rare Earth Elements: a review of abundance, extraction, applications, and environmental impacts / D. H. Dang, K.A. Thompson, L. Ma, H. Q. Nguyen, S. T. Luu, M. T. N. Duong, A. Kernaghan // *Arch Environ Contam Toxicol*. – 2021. – Vol. 81. – No. 4. – P. 521–530.

Dansgaard, W. Stable isotopes in precipitation / W. Dansgaard // *Tellus*. – 1964. – Vol. 16. – No. 4. – P. 436–468. DOI: 10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x

Das, N. Chemistry of fluid inclusions in halite from the Salina Group of the Michigan Basin: Implications for Late Silurian seawater and the origin of sedimentary brine / N. Das, J. Horita, H. D. Holland // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1990. – Vol. 54. – P. 319–327. DOI: 10.1016/0016-7037(90)90321-B

De Baar, H. J. W. Rare earth element distribution in anoxic waters of the Cariaco Trench / De H. J. W. Baar, C. R. German, H. Elderfeld and Van P. Gaans // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1988. – Vol. 52. – P. 1203–1219.

De Baar, H. J. W. Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans / De H. J. W. Baar, M. P. Bacon, M. P. Bacon and K. W. Bruland // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1985. – Vol. 49. – P. 1943–1959.

De Baar, H. J. W. Rare-earth distributions with a positive Ce anomaly in the Western North Atlantic Ocean / De H. J. W. Baar, M. P. Bacon and P. G. Brewer // *Nature*. – 1983. – Vol. 301. – P. 324–327.

Dickinson, G. Geological aspects of abnormal reservoir pressures in Gulf Coast Louisiana / G. Dickinson // *AAPG Bulletin*. – 1953. – Vol. 37. – P. 410–432.

Drake, H. Paleohydrogeological events recorded by stable isotopes, fluid inclusions and trace elements in fracture minerals in crystalline rock, Simpevarp area, SE Sweden / H. Drake, E. L. Tullborg // *Appl Geochem*. – 2009. – No. 24. – P. 715–732.

Drever, J. I. The Chemistry of Weathering / J. I. Drever // Springer Netherlands, 1985. – 324 p.

Dublyansky, Yu. V. Evidence for a hypogene paleohydrogeological event at the prospective nuclear waste disposal site Yucca Mountain, Nevada, USA, revealed by the isotope composition of fluid-inclusion water / Yu. V. Dublyansky, C. Spötl // Earth and Planetary Science Letters. – 2010. – No. 289. – P. 583–594.

Dutova, E. M. Modelling of the dissolution and reprecipitation of uranium under oxidising conditions in the zone of shallow groundwater Circulation / E. M. Dutova, A. N. Nikitenkov, V. D. Pokrovskiy, D. Banks, B. S. Frengstad, V. P. Parnachev // Journal of Environmental Radioactivity. – 2017. – T. 178-179. – C. 63–76.

Egeberg, K. P. Origin and evolution of formation waters from oil fields on the Norwegian shelf / K. P. Egeberg, P. Aagaard // Applied Geochemistry. – 1989. – Vol. 4. – P. 131–142.

Ehrenberg, S. N. Petroleum reservoir porosity versus depth: Influence of geological age / S. N. Ehrenberg, P. N. Nadeau, Q. Steen // AAPG Bulletin. – 2009. – Vol. 93. – No. 10. – P. 1281–1296.

Ehrenberg, S. N. Sandstone versus carbonate petroleum reservoirs: A global perspective on porosity-depth and porosity-permeability relationships / S. N. Ehrenberg, P. N. Nadeau // AAPG Bulletin. – 2005. – Vol. 89. – P. 435–445. DOI: 10.1306/11230404071.

Ekoa Bessa, A. Z. Ngueutchoua G Assessment of Sediments Pollution by Trace Metals in the Moloundou Swamp, Southeast Cameroon / Ekoa A. Z. Bessa, Y. A. El-Amier, E. P. E. Doumo, G. Ngueutchoua // Annu Res Revue Biol. – 2018. – Vol. 30. – P. 1–13.

Elderfield, H. The rare earth elements in rivers, estuaries and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters / H. Elderfield, Upstill-Goddard, E. R. Sholkovitz // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1990. – Vol. 54. – P. 971–991.

Elderfield, H. The rare earth elements in seawater / H. Elderfield, M. J. Greaves // Nature. – 1982. – Vol. 296. – P. 214–219.

Embry, A. Sverdrup basin. The sedimentary basins of the United States and Canada / A. Embry, B. Beauchamp // Second edition. Ed. by Andrew D. Miall. Elsevier, 2019. – P. 559–592. URL: <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63895-3.00014-0>.

Epigenetic dolomitization and iron mineralization along faults and their possible relation to the paleohydrology of southern Israel / S. Ilani, E. Rosenthal, J. Kronfeld, A. Flexer // Appl Geochem. – 1988. – No. 3. – P. 487–498.

Epstein, S., Variation of O^{18} content of waters from natural sources / S. Epstein, T. Mayeda // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1953. – No. 4 (5). – P. 213–224.

Evans, M. N. Correction algorithm for online continuous flow $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ carbonate and cellulose stable isotope analyses / M. N. Evans, K. J. Selmer, B. T. Breeden III, A. S. Lopatka, R. E. Plummer // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2016. – Vol. 17. – P. 3580–3588. URL: <https://doi.org/10.1002/2016GC006469>.

Fee, J. A. Rare-earth element distribution in Lake Tyrrell groundwaters / J. A. Fee, H. E. Gaudette, W. B. Lyons, D. T. Long // *Victoria, Australia. Chem. Geol.* – 1992. – Vol. 96. – P. 67–93.

Florence, T. M. Determination of the chemical forms of trace metals in natural waters, with special reference to copper, lead, cadmium and zinc / T. M. Florence, G. E. Batley. – «*Talanta*», 1977. – Vol. 24. – No. 3. – P. 151–158.

Forester, R. M. An ostracode based paleolimnologic and paleohydrologic history of Death Valley: 200 to 0 ka / R. M. Forester, T. K. Lowenstein, R. J. Spencer // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 2005. – No. 117. – P. 1379–1386.

Foster, J. B. Estimation of formation pressures from electrical surveys – offshore Louisiana / J. B. Foster, H. E. Whalen // *J. Pet. Technol.* – 1966. – Vol. 18. – No. 2. – P. 165–171.

Foustoukos, D. I. Chemical and isotopic constraints on water/rock interactions at the Lost City hydrothermal field, 30°N Mid-Atlantic Ridge / D. I. Foustoukos, I. P. Savov, D. R. Janecky // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2008. – Vol. 72. – P. 5457–5474.

Fracture-controlled paleohydrogeology in a basement-cored, fault-related fold: Sheep Mountain Anticline, Wyoming, United States / N. Beaudoin, N. Bellahsen, O. Lacombe, L. Emmanuel // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2011. – Vol. 12. – No. 6. – No. Q06011.

Frape, S. K. 5.17 - Deep Fluids in the Continents: II. Crystalline Rocks. Ed. Heinrich D. Holland, Karl K. Turekian / S. K. Frape, A. Blyth, R. H. McNutt, M. Gascoyne // *Treatise on Geochemistry*. Pergamon. – 2003. – P. 541–580.

Frape, S. K. The chemistry and isotopic composition of saline groundwaters from the Sudbury Basin, Ontario / S. K. Frape, P. Fritz // *National Research Council of Canada.* – 1982. – No. 19. – P. 645–661.

Frape, S. K. Water-rock interaction and chemistry of groundwaters from the Canadian Shield / S. K. Frape, P. Fritz // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1984. – Vol. 48. – P. 1617–1627.

Garrels, R. M. Solutions, minerals and equilibria / R. M. Garrels, C. L. Christ. – New York (Harper and Row). – 1965. – Vol. XIII. – 450 p.

Gascoyne, M. Geochemistry of the actinides and their daughters. In: *Uranium-Series Disequilibrium Applications to Earth, Marine, and Environmental Sciences* / M. Gascoyne. – Oxford: Clarendon Press, 1992. – P. 34–61.

Geochronology of late Pleistocene to Holocene speleothems from central Texas: implications for regional paleoclimate / M. Musgrove, J. L. Banner, L. E. Mack, D. M. Combs, E. W. James, H. Cheng, R. L. Edwards // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 2001. – No. 113. – P. 1532–1543.

Georgie, W. J. Handling of Produced Water: Looking to the Future / W. J. Georgie, K. H. Bryne, G. Kjaerland // This paper was prepared for presentation at the European Petroleum Conference held in Cannes. France. – 1992. – No. 16–18.

German, C. R. Dissolved rare earth elements in the Southern Ocean: Cerium oxidation and the influence of hydrography. *Geochim. Cosmochim.* / C. R. German, T. Masuzawa, M. J. Greaves, H. Elderfield, J. M. Edmond // *Acta.* – 1995. – Vol. 59. – P. 1551–1558.

Goldberg, E. D. Rare-earth distributions in the marine environment / E. D. Goldberg, M. Koide, R. A. Schmitt, R. H. Smith // *J. Geophys. Res.* – 1963. – Vol. 68. – P. 4209–4217.

Goldschmidt, V. M. The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks / V. M. Goldschmidt // The seventh Hugo Müller Lecture, delivered before the Chemical Society on March 17 th, 1937. *J. Chem. Soc.*, 0(0). – 1937. – P. 655–673. DOI: 10.1039/jr9370000655

Goldstein, S. J. B. Rare earth elements in river waters. *Earth Planet* / S. J. Goldstein, S. B. Jacobsen // *Sci. Lett.* – 1988. – Vol. 89. – P. 35–47.

Goldstein, S. J. The Nd and Sr isotope systematics of river water dissolved material: Implications for sources of Nd and Sr in seawater / S. J. Goldstein, S. B. Jacobsen // *Chem. Geol.* – 1987. – Vol. 66. – P. 245–252.

Gordeeva, A. O. Effect of Trap Magmatism on the Geochemistry of Gases in the North-Western Regions of the Siberian Platform / A. O. Gordeeva, D. A. Novikov, F. F. Dultsev, A. V. Chernykh // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science.* – 2021. – Vol. 666. – No. 5. – Article 052055.

Górka, M. Carbon isotope signature of dissolved inorganic carbon (DIC) in precipitation and atmospheric CO₂. / M. Górka, P. E. Sauer, D. Lewicka-Szczebak, M.-O. Jedrysek // *Environmental Pollution.* – 2011. – Vol. 159. – P. 294–301. URL: <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2010.08.027>

Gosselin, D. G. Rare earth elements in chloride-rich groundwater, Palo Duro Basin. *Geochim. Cosmochim.* / D. G. Gosselin, M. R. Smith, E. A. Lepel, J. C. Laul // *Acta.* – 1992. – Vol. 56. – P. 1495–1505.

Grasby, S. E. Evidence for deep anaerobic biodegradation associated with rapid sedimentation and burial in the Beaufort–Mackenzie basin, Canada / S. E. Grasby, Z. Chen, D. Issler, L. Stasiuk // *Applied Geochemistry.* – 2009. – Vol. 24. – P. 536–542.

Grasby, S. E. Formation water and gas analyses of the Beaufort–Mackenzie Basin / S. E. Grasby, Z. Chen // *Geol. Surv. Can.* – 2008. – Article 5697.

Grasby, S. E. Formation water geochemistry of the Sverdrup Basin: Implications for hydrocarbon development in the High Arctic / S. E. Grasby, Z. Chen, K. Dewing // *Applied Geochemistry*. – 2012. – Vol. 27. – Iss. 8. – P. 1623–1632. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.apgeochem.2012.04.001>

Grasby, S. E. Geological and Geochemical Data from the Canadian Arctic Islands. Part XI: Testing and Fluid Analyses Data for the Canadian Arctic Islands / S. E. Grasby, Z. Chen, K. Dewing, L. Yang // Geological Survey of Canada, Ottawa. – 2011.

Ham, H. H. New charts help estimate formation pressures / H. H. Ham // *Oil and gas J.* – 1966. – Vol. 64. – No. 51. – P. 58–63.

Hedberg, H. D. Gravitational compaction of clays and shales / H. D. Hedberg // *Am. J. Sci.* series. 5. – 1936. – Vol. 31. – No. 184. – P. 241–287.

Helgeson, H. C. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures / H. C. Helgeson // *Amer. J. Sci.* – 1969. – Vol. 267. – No. 7. – P. 729–804.

Hellmann, R. The albite-water system: Part I. The kinetics of dissolution as a function of pH at 100, 200 and 300 C / R. Hellmann // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1994. – Vol. 58 (2). – P. 595–561.

Hellmann, R. Unifying natural and laboratory chemical weathering with interfacial dissolution–reprecipitation: a study based on the nanometer-scale chemistry of fluid–silicate interfaces / R. Hellmann, R. Wirth, D. Daval, J.-P. Barnes, J.-M. Penisson, D. Tisserand, T. Epicier, B. Florin, R.L. Hervig // *Chemical Geology*. – 2012. – Vol. 294. – P. 203–216.

High-resolution palaeohydrological reconstruction of central Italy during the Holocene / M. Marchegiano, A. Francke, E. Gliozzi, B. Wagner, D. Ariztegui // *Holocene*. – 2019. – Vol. 29 (3). – P. 481–492.

Hill, C. L. Paleohydrology and paleoenvironments at Bir Sahara: Pleistocene lithostratigraphy and sedimentology in the southern Egyptian Sahara / C. L. Hill, R. Schild // *Journal of African Earth Sciences*. – 2017. – Vol. 136. – P. 201–215.

Hitchon, B. Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada sedimentary basin-III. Factors controlling chemical composition / B. Hitchon, G. K. Billings, J. E. Klován // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1971. – Vol. 35. – P. 1321–349. DOI: 10.1016/0016-7037(71)90088-3

Hitchon, B. Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada sedimentary basin-I. Stable isotopes of hydrogen and oxygen / B. Hitchon, I. Friedman // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1969. – Vol. 33. – P. 1321–1349. DOI: 10.1016/0016-7037(69)90178-1

Hitchon, B. Hydrogeology, geopressures and hydrocarbon occurrences, Beaufort- Mackenzie Basin / B. Hitchon, C. M. Sauveplane, J. R. Underschultz // *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. – 1990. – Vol. 38. – No. 2. – P. 215–235.

Holdren, G. R. Historical loading record of sulfur in an Adirondack Lake / G. R. Holdren // *Journal of Paleolimnology*. – 1993. – Vol. 9 (3). – P. 243–256.

Honda, T. Determination of praseodymium, neodymium and erbium in hot spring and crater lake waters by neutron activation analysis incorporating the standard addition technique / T. Honda, T. Oi, T. Osaka, T. Nozaki, H. Kakihana // *J. Radioanal. Nucl. Chem.* – 1989. – Vol. 134. – 13–25.

Honda, T. Determination of rare earth elements in hot spring and crater lake waters by epithermal neutron activation analysis / T. Honda, T. Oi, Osaka T. Kakih, T. Nozaki, H. Kakihana // *J. Radioanal. Nucl. Chem.* – 1989. – Vol. 133. – P. 301–315.

Horn, D. R. Worldwide distribution and metal content of deep-sea manganese deposits; Manganese Nodule Deposits in the Pacific. Symp / D. R. Horn, B. Horn, M. N. Delach // *Workshop Proc.*, Honolulu, Hawaii, October 16–17. – 1972. – P. 46–60.

Hosoi, H. N. First migration of petroleum in Akita and Yamagata prefectures / H. N. Hosoi // *Jpn. Assoc. Mineral, Petrol, Econ. Geol. J.* – 1963. – Vol. 49. – No. 2. – P. 43–55.

Hoyle, J. The behavior of the rare earth elements during mixing of river and sea waters / J. Hoyle, H. Elderfield, A. Glendhill, M. Greaves // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1984. – Vol. 48. – P. 143–149.

Hüpers, A. Fluid flow and water–rock interaction across the active Nankai Trough subduction zone forearc revealed by boron isotope geochemistry / A. Hüpers, S. A. Kasemann, A. J. Kopf, A. Meixner, T. Toki, R. Shinjo, C. G. Wheat, C.-F. You // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2016. – Vol. 193. – P. 100–118.

Hurst, A. R. Occurrence of corroded authigenic kaolinite in a diagenetically modified sandstone A. R. Hurst // *Clays and Clay Minerals.* – 1980. – Vol. 28. – No. 5. – P. 393–396.

Hydrogeochemistry and stable isotopes in radon-rich thermal waters of Belokurikha (Altai, Russia) / D. A. Novikov, A. A. Khvashevskaya, Yu. G. Kopylova et al. // *Environmental Science and Pollution Research.* – 2022. – No. 29. URL: <https://link.springer.com/article/10.1007/s11356-022-21640-w>.

Improving paleohydrological and diagenetic reconstructions in calcite veins and breccia of a sedimentary basin by combining $\Delta 47$ temperature, $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ and U-Pb age / M. Pagel, M. Bonifacie, D. A. Schneider, C. Gautheron, B. Brigaud, D. Calmels, A. Cros, B. Saint-Bezar, P. Landrein, C. Sutcliffe, D. Davis, C. Chaduteau // *Chemical Geology.* – 2018. – Vol. 481. – P. 1–17.

International Atomic Energy Agency. URL:
<https://nucleus.iaea.org/sites/ReferenceMaterials/Pages/Stable-Isotopes.aspx> (дата обращения:
 15.08.2022).

Jacobs, Kp. W. M. The composition of produced water from shell operated oil And gas production in the North Sea / Kp. W. M. Jacobs, R. O. H. Grant, J. Kwant, J. M. Marquenie, E. Mentzer // *Produced Water*. – 1992. – P. 13–21.

Jakobsen, B. Groundwater recharge of fluvial deposits at Haslemoen, Solør, southeastern Norway / B. Jakobsen, L. Goti'schalk, S. Haldorsen, A. Kirsten, S. Høstmark // *NORSK GEOLOGISK TIDSSKRIFT*. – 1990. – No. 70. – P. 35–46.

James, R. H. The chemistry of hydrothermal fluids from the Broken Spur site, 29°N Mid-Atlantic Ridge / R. H. James, H. Elderfield, M. R. Palmer // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1995. – Vol. 59. – P. 651–659.

Jeandel, C. Exchange of neodymium and its isotopes between seawater and small and large particles in the Sargasso Sea / C. Jeandel, J. K. Bishop, A. Zindler // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1995. – Vol. 59. – Iss. 3. – P. 535–547.

Jiang, L. Generation of isotopically and compositionally distinct water during thermochemical sulfate reduction (TSR) in carbonate reservoirs: Triassic Feixianguan Formation, Sichuan Basin, China / L. Jiang, R. H. Worden, C. Cai // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2015. – Vol. 165. – P. 249–262. DOI:10.1016/J.GCA.2015.05.033

Johannesson, K. H. Rare earth element geochemistry of Colour Lake, an acidic freshwater lake on Axel Heiberg Island, Northwest Territories, Canada / K. H. Johannesson, W. B. Lyons // *Chem. Geol.* – 1995. – Vol. 119. – Iss. 1-4. – P. 209–223.

Johannesson, K. H. The rare earth element geochemistry of Mono Lake water and the importance of carbonate complexing / K. H. Johannesson, W. B. Lyons // *Limnol. Oceanogr.* – 1994. – Vol. 39. – Iss. 5. – P. 1141–1154.

Keasler, K. M. Rare earth elemental concentrations in some Pacific Northwest rivers / K. M. Keasler, W. D. Loveland // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1982. – Vol. 61. – P. 68–72.

Keller, W. D. Authigenic kaolinite and dickite associated with metal sulfides--probable indicators of a regional thermal event / W. D. Keller // *Clays and Clay Minerals*. – 1988. – Vol. 36. – No. 2. – P. 153–158.

Khan, Z. A. Paleochannel and paleohydrology of a Middle Siwalik (Pliocene) fluvial system, northern India / Z. A. Khan, R. C. Tewari // *Journal of Earth System Science*. – 2011. – Vol. 120. – Iss. 3. – P. 531–543.

Kharaka, Y. K. Chapter 22. Geochemistry of oil-field water from the North Slope / Y. K. Kharaka, W. W. Carothers // *Geology and Exploration of the National Petroleum Reserve in Alaska*, US. Geological Survey professional paper. – 1988. – Vol. 1399. – P. 551–563.

Kharaka, Y. K. Geochemistry of metal-rich brines from central Mississippi Salt Dome Basin U.S.A. / Y. K. Kharaka, A. S. Maest, W. W. Carpenter, L. M. Law, R. J. Lamother, T. L. Fries // *Applied Geochemistry*. – 1987. – Vol. 2. – P. 543–561.

Klinkhammer, G. Rare earth elements in hydrothermal fluids and plume particulates by inductively coupled plasma mass spectrometry / G. Klinkhammer, C. R. German, H. Elderfield, M. J. Greaves, A. Mitra // *Mar. Chem.* – 1994. – Vol. 45. – P. 179–186.

Kraemer, T. F. Distinguishing seawater from geologic brine in saline coastal groundwater using radium-226; an example from the Sabkha of the UAE / T. F. Kraemer, W.W. Wood, W. E. Sanford // *Chemical Geology*. – 2014. – Vol. 371. – P. 1–8.

Kulaksız, S. Contrasting behaviour of anthropogenic gadolinium and natural rare earth elements in estuaries and the gadolinium input into the North Sea / S. Kulaksız, M. Bau // *Earth Planet Sci Lett.* – 2007. – Vol. 260. – P. 361–371.

Labotka, D. M. Isotopic and geochemical characterization of fossil brines of the Cambrian Mt. Simon Sandstone and Ironton–Galesville Formation from the Illinois Basin, USA / D. M. Labotka, S. V. Panno, R. A. Locke, J. T. Freiburg // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2015. – Vol. 165. – P. 342–360. DOI: 10.1016/j.gca.2015.06.013

Lachenbruch, A. H. Permafrost, Heat Flow, and the Geothermal Regime at Prudhoe Bay, Alaska / A. H. Lachenbruch, J. H. Sass, B. V. Marshall, T. H. Moses Jr. // *Journal of Geophysical Research*. – 1982. – Vol. 87. – No. B11. – P. 301–931.

Langmuir, D. The mobility of Th in natural waters at low temperatures / D. Langmuir, J. Herman // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. – 1980. – Vol. 44. – P. 1753–1766.

Lasaga, A. C. Fundamental aspects of quantitative models for geochemical cycles / A. C. Lasaga, R. A. Berner // *Chemical Geology*. – 1998. – Vol. 145. – P. 161–175.

Lasaga, A. C. Kinetic justification of the solubility product: application of a general kinetic dissolution model / A. C. Lasaga, A. Lüttge // *The Journal of Physical Chemistry*. – 2005. – Vol. 109. – P. 1635–1642.

Lewis, A. J. The rare earth element geochemistry of acid-sulphate and acid-sulphate-chloride geothermal systems from Yellowstone National Park, Wyoming, USA / Lewis A. J., Palmer M. R., Sturchio N. C. and Kemp A. J. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1997. – Vol. 61. – P. 695–706.

Li, M. Cross-formational hydrocarbon fluid flows in the Tertiary deltaic system of the Beaufort–Mackenzie Basin / M. Li, Y. Xiong, L. R. Snowdon, D. Issler // *Journal of Geochemical Exploration*. – 2006. – No. 89. – P. 214–217.

Li, Y. Paleoclimate record and paleohydrogeological analysis of travertine from the Niangziguan Karst Springs, northern China / Y. Li, Y. Wang, A. Deng // *Science in China*. – 2001. – Vol. 44. – P. 114–118.

Limited hydrologic response to Pleistocene climate change in deep vadose zones – Yucca Mountain, Nevada / J. B. Paces, L. A. Neymark, J. F. Whelan, J. L. Wooden, S. P. Lund, B. D. Marshall // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2010. – No. 300. – P. 287–298.

Linkages between Holocene paleoclimate and paleohydrogeology preserved in a Yucatan underwater cave / P. J. Hengstum, E. G. Reinhardt, P. A. Beddows, J. J. Gabriel // *Quaternary Science Reviews*. – 2010. – No. 29. – P. 2788–2798.

Lippmann, R. Diagenesis in Rotliegend, Triassic and Jurassic clastic hydrocarbon reservoirs of the Central Graben, North Sea / R. Lippmann // *Dissertation*. – 2012. – 226 p.

Liu, C. Element case studies: rare earth elements. / C. Liu, M. Yuan, W. S. Liu, M. N. Guo, H. X. Zheng, H. Huot, R. L. Qiu // *Agromining: farming for metals*. Springer. Cham. – 2021. – P. 471–483.

Ma, L. Rare earth elements in the Pearl River Delta of China: Potential impacts of the REE industry on water, suspended particles and oysters / L. Ma, D. H. Dang, W. Wang, R. D. Evans, W. X. Wang // *Environ Pollut*. – 2019. – Vol. 244. – P. 190–201.

MacCarthy, G. R. Geothermal investigations on the Arctic slope of Alaska / G. R. MacCarthy // *American Geophysical Union*. – 1952. – Vol. 33. – No. 4. – P. 589–593.

Magara, K. Compaction and migration of fluids in Miocene mudstone. Nagoaka Plain, Japan / K. Magara // *AAPG Bulletin*. – 1968. – Vol. 52. – No. 12. – P. 2466–2501.

Maher, K. U-Sr isotopic speedometer: Fluid flow and chemical weathering rates in aquifers / K. Maher, D. J. DePaolo, J. N. Christensen // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. – 2006. – Vol. 70. – P. 4417–4435.

Major hydrological regime change along the semiarid western coast of South America during the early Holocene / C. Ortega, G. Vargas, J.A. Rutllant, D. Jackson, C. Méndez // *Quaternary Research (United States)*. – 2012. – Vol. 78. – Iss. 3. – P. 513–527.

Malov, A. L. Water–Rock Interaction in Vendian Sandy–Clayey Rocks of the Mezen Syncline / A. L. Malov // *Lithology and Mineral Resources*. – 2004. – Vol. 39. – No. 4. – P. 345–356.

Maxwell, J. C. Influence of depth, temperature, and geologic age on porosity of quartzose sandstone / J. C. Maxwell // *AAPG Bulletin*. – 1964. – Vol. 48. – P. 697–709.

McNutt, R. H. A strontium, oxygen and hydrogen isotopic composition of brines, Michigan and Appalachian Basins, Ontario and Michigan / R. H. McNutt, S. K. Frape, P. Dollar // *Applied Geochemistry*. – 1987. – Vol. 2. – P. 495–505. DOI: 10.1016/0883-2927(87)90004-7

Meade, R. H. Factors influencing the early stages of compaction of clays and sands – review / R. H. Meade // *J. Sediment. Geol.* – 1966. – Vol. 36. – P. 1085–1101.

Michard, A. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochim / A. Michard // Cosmochim. Acta.* – 1989. – Vol. 53. – P. 745–750.

Michard, A. Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from the East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N) / A. Michard, F. Albarede, G. Michard, J. F. Minster, J. L. Charlou // *Nature.* – 1983. – Vol. 303. – P. 795–797.

Michard, A. The REE content of some hydrothermal fluids / A. Michard, F. Albarede // *Chem. Geol.* – 1986. – Vol. 55. – P. 51–60.

Michard, A. Uranium and rare earth elements in CO₂-rich waters from Vals-les-Bains (France) / A. Michard, C. Beaucaire, G. Michard // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1987. – Vol. 51. – P. 901–909.

Milodowski, A. E. Palaeohydrogeology using geochemical, isotopic and mineralogical analyses: Salinity and redox evolution in a deep groundwater system through Quaternary glacial cycles / A. E. Milodowski, A. Bath, S. Norris // *Applied Geochemistry.* – 2018. – Vol. 97. – P. 40–60.

Muir, I. J. Controls on differential leaching of calcium and aluminum from labradorite in dilute electrolyte solutions / I. J. Muir, H. W. Nesbitt // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1992. – Vol. 56 (11). – P. 3979–3985.

Muir, I. J. Reactions of aqueous anions and cations at the labradorite-water interface: Coupled effects of surface processes and diffusion / I. J. Muir, H. W. Nesbitt // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1997. – Vol. 61 (2). – P. 265–274.

Nan, H. Hydrogen, oxygen, helium and strontium isotopic constraints on the formation of oilfield waters in the western Qaidam Basin, China / H. Nan, W. Rao, H. Ma, J. Chen, T. Li // *Journal of Asian Earth Sciences.* – 2011. – Vol. 40. – P. 651–660. DOI: 10.1016/j.jseaes.2010.10.018

Ndjigui, P. D. Mineralogical and geochemical features of the coarse saprolite developed on orthogneiss in the SW of Yaoundé, South Cameroon / P. D. Ndjigui, M. F. B. Badinane, B. Nyeck, H. P. K. Nandjip, P. Bilong // *J. Afr. Earth. Sc.* – 2013. – Vol. 79. – P. 125–142.

Ndjigui, P. D. TiO₂–Zr–Th–Y–rare-earth elements ore deposit in unconsolidated finegrained sediments from Tongo Gandima in the Bétaré Oya Gold district, Eastern Cameroon / P. D. Ndjigui, P. R. Bassanak Ongboye, F. Ndong Bidzang // *Geological Journal.* – 2021. – Vol. 56. – P. 2676–2698.

Nelson, S. T. A simple, practical methodology for routine VSMOW/SLAP normalization of water samples analysed by continuous flow methods / S. T. Nelson // *Rapid Communications in Mass Spectrometry.* – 2000. – Vol. 4. – P. 1044–1046.

Nemcok, M. Transform margins: Development, controls, and petroleum systems / M. Nemcok, S. Rybar, S. T. Sinha, S. A. Hermeston, L. Ledvenyiova // Geological Society. – 2016. – 385 p.

Nesbitt, H. W. Bridging, non-bridging and free (O^{2-}) oxygen in Na_2O-SiO_2 glasses: An X-ray Photoelectron Spectroscopic (XPS) and Nuclear Magnetic Resonance (NMR) study / H. W. Nesbitt, G. M. Bancroft, G. S. Henderson, R. Ho, K. Dalby, Y. Huang, Z. Yan // Journal of Non-Crystalline Solids. – 2011. – Vol. 357. – P. 170–180.

Nesbitt, H. W. Experimental evidence for Na coordination to bridging oxygen in Na-silicate glasses: Implications for spectroscopic studies and for the modified random network model / H. W. Nesbitt, G. S. Henderson, G. M. Bancroft, R. Ho // Journal of Non-Crystalline Solids. – 2015. – Vol. 409. – P. 139–149.

Nesbitt, H. W. Genesis and evolution of HCO_3 -rich and SO_4 -rich groundwaters of Quaternary sediments, Pinawa, Canada / H. W. Nesbitt, J. J. Cramer // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1993. – No. 57. – P. 4933–4946.

Nesbitt, H. W. Thermodynamic Stability and Kinetics of Perovskite Dissolution / H. W. Nesbitt, G. M. Bancroft, W. S. Fyfe, S. N. Karkhanis, A. Nishijima, S. Shin // Nature. – 1981. – Vol. 289 (5796). – P. 358–362.

Novikov, D. A. Abnormally high formation pressures in jurassic-cretaceous reservoirs of Arctic regions of Western Siberia / D. A. Novikov, F. F. Dultsev, A. V. Chernykh // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2018. – Vol. 193 (1). – Article 012050.

Novikov, D. A. Chemical equilibrium of groundwater with minerals of the host rocks in Upper Jurassic sediments (Arctic regions of Western Siberia) / D. A. Novikov // E3S Web of Conferences. – 2019. – Vol. 98. – Article 01037.

Novikov, D. A. Distribution of Cambrian salts in the western Siberian craton (Yurubcheno-Tokhomo field, Russia) / D. A. Novikov // Arabian Journal of Geosciences. – 2017. – Vol. 10. – No. 1. – P. 7-7.

Novikov, D. A. Equilibrium modeling of water-gas systems in Jurassic-Cretaceous reservoirs of the Arctic petroleum province, northern West Siberia / D. A. Novikov // Petroleum Exploration and Development. – 2022. – Vol. 49. – No. 2. – P. 363-373.

Novikov, D. A. Evaluation of Cretaceous deposits of the Yamal Peninsula for their hydrocarbon potential based on the water-gas equilibria modeling results / D. A. Novikov // Journal of Physics: Conference Series. Second International Conference on Applied Physics, Power and Material Science (Telangana, India, 20-21 December 2019). – 2020. – Vol. 1451.

Novikov, D. A. Genetic classification of subsurface waters and brines of Arctic regions of Siberia / D. A. Novikov // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2018. – Vol. 193 (1). – Article 012049. -a

Novikov, D. A. Geochemistry and origin of natural gas in the arctic area of West Siberia / D. A. Novikov, F. F. Dultsev, E. V. Borisov, A. V. Chernykh, E. A. Fursenko // Environmental Earth Sciences. – 2023. – Vol. 82. – No. 261.

Novikov, D. A. Geochemistry of brines in Vendian deposits of the Siberian platform / D. A. Novikov, A. V. Chernykh, F. F. Dultsev // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2018. – Vol. 193. – Article 012052. -b

Novikov, D. A. Geothermal Model of the Fore-Yenisey Sedimentary Basin Transitional Structure between the Ancient Siberian Platform and the Young West Siberian Plate / D. A. Novikov, F. F. Dultsev, Y. F. Filippov // Acta Geologica Sinica. – 2022. – Vol. 96. – No. 2. – P. 582–590.

Novikov, D. A. Hydrogeochemistry of authigenic mineral formation in Upper Jurassic sediments (the Nadym-Taz interfluvial area, Arctic regions of Western Siberia) / D. A. Novikov // Applied Geochemistry. – 2020. – Vol. 122. – Article 104704. -a

Novikov, D. A. Hydrogeochemistry of the Arctic areas of Siberian petroleum basins / D. A. Novikov // Petroleum Exploration and Development. – 2017. – Vol. 44. – No. 5. – P. 780–786. -a

Novikov, D. A. Hydrogeologic Implications of Industrial Effluent Disposal of the Yurubcheno-Tokhomo Field (Siberian Craton, Russia) / D. A. Novikov, N. S. Trifonov // Arabian Journal of Geosciences. – 2016. – Vol. 9. – Iss. 1. – No. 63. – P. 1–14.

Novikov, D. A. Hydrogeological conditions and hydrogeochemistry of radon waters in the Zael'tsovsky–Mochishche zone of Novosibirsk, Russia / D. A. Novikov, F. F. Dultsev, R. Kamenova-Totzeva, T. V. Korneeva // Environmental Earth Sciences. – 2021. – Vol. 80(6). – No. 216. – C. 1–11.

Novikov, D. A. Hydrogeological conditions and hydrogeochemistry of the Kamenskoye hydro-radon occurrence, Novosibirsk, Russia / D. A. Novikov, F. F. Dultsev, A. A. Maksimova, A. S. Derkachyov, A. V. Chernykh // Geochemistry. – 2023. – Vol. 83. – Article 126016.

Novikov, D. A. Hydrogeology of petroleum deposits in the northwestern margin of the West Siberian Artesian Basin / D. A. Novikov, A. F. Sukhorukova // Arabian Journal of Geosciences. – 2015. – Vol. 8. – Iss. 10. – P. 8703–8719. DOI: 10.1007/s12517-015-1832-5

Novikov, D. A. Integrated Isotope-Geochemical and Microbiological Studies of Groundwaters in Oilfields (the Southern Part of the West Siberian Basin) / D. A. Novikov, A. A. Khvashchevskaya, A. N. Pyriaev, N. G. Nalivaiko, I. A. Gosteva, A. V. Chernykh, A. A. Maksimova, S. V. Ryzhkova, S. A. Pavlova, F. F. Dultsev // Modeling Earth Systems and Environment. – 2024. – Vol. 10 (2). – P. 2113–2131.

Novikov, D. A. Monitoring of radionuclides in the natural waters of Novosibirsk, Russia / D. A. Novikov, F. F. Dultsev, A. F. Sukhorukova, A. A. Maksimova, A. V. Chernykh, A. S. Derkachyov // *Groundwater for Sustainable Development*. – 2021. – Vol. 15. – No. 11. – Article 100674.

Novikov, D. A. Natural radionuclides monitoring in natural waters of Novosibirsk, Russia / D. A. Novikov, F. F. Dultsev, A. F. Sukhorukova, A. A. Maksimova, A. V. Chernykh, A. S. Derkachyov // *Groundwater for Sustainable Development*. – 2021. – Vol. 15. – No. 11. – Article 100674.

Novikov, D. A. Paleohydrochemistry of Jurassic and Cretaceous deposits in arctic regions of Western Siberia / D. A. Novikov, Y. V. Sadykova, A. V. Chernykh, F. F. Dultsev, A. F. Sukhorukova // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. – 2018. – Vol. 193. – Article 012051. - a

Novikov, D. A. Paleohydrogeochemistry of the Upper Jurassic Deposits of the Arctic Regions of the West Siberian Megabasin / D. A. Novikov, A. V. Chernykh, F. F. Dultsev // *Journal of Physics: Conference Series. International Conference on Applied Physics, Power and Material Science (Secunderabad, Telangana, India, 5-6 December 2018)*. – 2019. – Vol. 1172. – Article 012094.

Novikov, D. A. Primary data on the impact from trap magmatism on the hydrogeochemistry of brines in the southwestern part of the Kureyka syncline (Siberian Platform) / D. A. Novikov, L. M. Zhitova, F. F. Dultsev, A. V. Chernykh // *E3S Web of Conferences*. – 2019. – Vol. 98. – Article 08017. -b

Novikov, D. A. Radon-rich waters of the Tulinka aquifers, Novosibirsk, Russia / D. A. Novikov, Yu. G. Kopylova, A. N. Pyryaev, A. A. Maksimova, A. S. Derkachev, A. F. Sukhorukova, F. F. Dultsev, A. V. Chernykh, A. A. Khvashchevskaya, P. N. Kalinkin, A. V. Petrozhitsky // *Groundwater for Sustainable Development*. – 2023. – Vol. 20. – Article 100886.

Novikov, D. A. Theoretical substantiation of application of the hydrocarbon accumulation prospecting technique in Western Siberia based on the study of water-gas equilibria / D. A. Novikov // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. The Fifth All-Russian Conference with International Participation «Polar Mechanics» (Novosibirsk, Russian Federation, 9-11 October 2018)*. – 2018. – Vol. 193. – Article 012048. -b

Novikov, D. A. Verification of the Technology of Search for Hydrocarbon Pools on the Basis of the Studies of Water-Gas Equilibria (the Southern Regions of the Ob-Irtysh Interfluve) // D. A. Novikov, F. F. Dultsev, A. V. Chernykh // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. International science and technology conference «Earth science» (Vladivostok, Russian, 8-10 December 2020)*. – 2021. – Vol. 666. – Article 032097.

Novikov, D. A. Equilibrium modeling of water-gas systems in Jurassic–Cretaceous reservoirs of the Arctic petroleum province, northern West Siberia / D. A. Novikov // *Petroleum Exploration and Development*. – 2022. – Vol. 49. – Iss. 2. – P. 363–373.

Novikov, D. A. Hydrogeochemistry of the Arctic areas of Siberian petroleum basins / D. A. Novikov // *Petroleum Exploration and Development*. – 2017. – Vol. 44. – No. 5. – P. 780–788. DOI: 10.1016/S1876-3804(17)30088-5 -6

Novikov, D. A. Hydrogeology of the northwestern margin of the West Siberian Artesian Basin / D. A. Novikov, A. F. Sukhorukova // *Arabian Journal of Geosciences*. – 2015. – Vol. 8. – No. 10. – P. 8703–8719.

Oi, T. Determination of the lanthanoids in a neutral hot spring water by neutron activation analysis / T. Oi, Y. Kikawada, T. Honda, T. Osaka, H. Kakihana // *J. Radioanal. Nucl. Chem.* – 1990. – Vol. 140. – P. 365–377.

Ongboye, P. R. B. Geochemical characterization of surface sediments from Tongo Gandima (Eastern Cameroon): implications for gold exploration / P. R. B. Ongboye, E. Sababa, F.N. Bidzang, P.D. Ndjigui // *Arab. J. Geosci.* – 2019. – Vol. 12. – P. 1–20.

Osmond, J. K. Ground water / J. K. Osmond, J. B. Cowart // *Uranium-Series Disequilibrium Applications to Earth, Marine, and Environmental Sciences*. – Oxford: Clarendon Press, 1992. – P. 290–334.

Osterkamp, T. E. Estimates of permafrost thickness from well logs in northern Alaska / T. E. Osterkamp, M. W. Payne // *Cold Regions Science and Technology*. – 1981. – Vol. 5. – Iss. 1. – P. 13–27.

Oxygen isotope studies of illite/smectite and clinoptilolite from Yucca Mountain: implications for paleohydrologic conditions / X. Feng, A. M. Faiia, G. G. Wolde, J. L. Aronson, M. A. Poage, C. P. Chamberlain // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1999. – Vol. 171. – Iss. 1. – P. 95–106.

Paces, J. B. The paleohydrology of unsaturated and saturated zones at Yucca Mountain, Nevada, and vicinity / J. B. Paces, J. F. Whelan // *Memoir of the Geological Society of America*. – 2012. – Vol. 209. – P. 219–276.

Palaeohydrogeological insights from natural tracer profiles in aquitard porewater, Great Artesian Basin, Australia / G. A. Harrington, W. P. Gardner, B. D. Smerdon, M. J. Hendry // *Water Resources Research*. – 2013. – Vol. 49. – Iss. 7. – P. 4054–4070.

Palaeohydrological evolution of the late Cenozoic saline lake in the Qaidam Basin, NE Tibetan Plateau: Tectonic vs. climatic control / P. Guo, C. Liu, L. Huang, M. Yu, P. Wang, G. Zhang // *Global and Planetary Change*. – 2018. – Vol. 165. – P. 44–61.

Paleoenvironmental and paleohydrochemical conditions of dolomite formation within a saline wetland in arid northwest Australia / C. C. Mather, G. Skrzypek, S. Dogramaci, P. F. Grierson // *Quaternary Science Reviews*. – 2018. – Vol. 185. – P. 172–188.

Paleohydrogeological and thermal events recorded by fluid inclusions and stable isotopes of diagenetic minerals in Lower Cretaceous sandstones, offshore Nova Scotia, Canada / A. Karim, J. J. Hanley, G. Pe-Piper, D. J. W. Piper // *AAPG Bulletin*. – 2012. – Iss. 6. – P. 1147–1169.

Paleohydrogeology of the Cretaceous sediments of the Williston Basin using stable isotopes of water / M. J. Hendry, S. L. Barbour, K. Novakowski, L. I. Wassenaar // *Water Resources Research*. – 2013. – Vol. 49. – P. 4580–4592.

Paleohydrologic response to continental warming during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum, Bighorn Basin, Wyoming / M. J. Kraus, F. A. McNerney, S. L. Wing, R. Secord, A. A. Baczynski, J. I. Bloch // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2013. – Vol. 370. – P. 196–208.

Paleohydrological and paleoenvironmental changes recorded in terrestrial sediments of the Paleocene-Eocene boundary (Normandy, France) / S. Garel, J. Schnyder, J. Jacob, C. Dupuis, M. Boussafir, C. Le Milbeau, J.-Y. Storme, A. I. Iakovleva, J. Yans, F. Baudin, C. Fléhoc, F. Quesnel // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2013. – Vol. 376. – P. 184–199.

Palmer, C. The geochemical interpretation of water analyses / C. Palmer // *U.S. Geol. Sum. Bull.* – 1911. – Vol. 749. – P. 5–31.

Patra, S. Behavior of major and minor elements in a temperate river estuary to the coastal sea / S. Patra, C. Q. Liu, F. S. Wang, S.L. Li, B. L. Wang // *Int. J. Environ. Sci. Technol.* – 2012. – Vol. 9. – P. 647–654.

Payne, T. Uranium retention by weathered schists – the role of iron minerals / T. Payne, J. A. Davis, T. D. Waite // *Radiochimica Acta*. – 1994. – Vol. 66/67. – P. 297–303.

Perry, E. A. Late-stage dehydration in deeply buried polytic sediments / E. A. Perry, Jr., J. Hower // *AAPG Bull.* – 1972. – Vol. 56. – № 10. – P. 2013–2021.

Piegras, D. J. Strontium and neodymium isotopes in hot springs on the East Pacific Rise and Guaymas Basin / D. J. Piegras, G. J. Wasserburg // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1985. – Vol. 72. – P. 341–356.

Pitzer, K. S. A consideration of Pitzer's equations for activity and osmotic coefficients in mixed electrolytes / K. S. Pitzer // *Journal of the Chemical Society Faraday Transactions*. – 1984. – Vol. 80 (12). – P. 3451–3454.

Pitzer, K. S. Theoretical Geochemistry: Application of Quantum Mechanics in the Earth and Mineral Sciences / K. S. Pitzer // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1994. – Vol. 28 (1). – P. 535–536.

Polyansky, O. P. Modeling of fluid flow and heat transfer induced by basaltic near-surface magmatism in the Lena-Tunguska petroleum basin (Eastern Siberia, Russia) / O. P. Polyansky, V. V. Reverdatto, A. V. Khomenko, E. N. Kuznetsova // *J. Geochem. Explor.* – 2003. – Vol. 78/79. – P. 687–692.

Pyryaev, A. N. Radiocarbon dating of the natural groundwaters in the Ob-Zaisan folded region (Russia) / A. N. Pyryaev, D. A. Novikov, A. Petrozhitskiy, D. Kuleshov // *Groundwater for Sustainable Development*. – 2024. – V. 27. – Article 101335.

Qin, S. Geochemical evidence of water-soluble gas accumulation in the Weiyuan gas field, Sichuan Basin / S. Qin, G. Zhou, W. Li, Y. Hou, F. Lü // *Natural Gas Industry*. – 2016. – Vol. 3. – P. 37–44.

Quade, J. Quaternary paleohydrologic and paleotemperature change in southern Nevada / J. Quade, R. M. Forester, J. F. Whelan // *Paleoenvironments and Paleohydrology of the Mojave and Southern Great Basin Deserts: Geol. Soc. of Amer. Spec. Paper*. – 2003. – Vol. 368. – P. 165–188.

Ramos-Vázquez, M. A. Microtextures on quartz and zircon grain surfaces in the Barra del Tordo and Tesoro beaches, northwestern Gulf of Mexico / M. A. Ramos-Vázquez, J. S. Armstrong-Altrin // *Arab J Geosci*. – 2021. – Vol. 14. – 949 p. - b

Ramos-Vázquez, M. A. Provenance of sediments from Barra del Tordo and Tesoro beaches, Tamaulipas State, northwestern Gulf of Mexico / M. A. Ramos-Vázquez, J. S. Armstrong-Altrin // *J Palaeogeogr*. – 2021. – Vol. 10 (20). – 1–17. – a

Rosenthal, E. The chemical evolution of Kurnub Group paleowater in the Sinai–Negev province - a mass balance approach / E. Rosenthal, B. F. Jones, G. Weinberger // *Appl. Geochem*. – 1998. – Vol. 27. – P. 3–17.

Rosenthal, E. The paleoenvironment and the evolution of brines in the Jordan-Dead Sea transform and in adjoining areas / E. Rosenthal, A. Flexer, P. Möller // *Int J Earth Sci*. – 2006. – Vol. 95. – P. 725–740.

Roston, B. J. Fingerprinting formation-waters using stable isotopes, Midale Area, Williston Basin, Canada / B. J. Roston, C. Holmden // *Journal of Geochemical Exploration*. – 2000. – Vol. 69–70. – P. 219–223. DOI: 10.1016/S0375-6742(00)00024-8

Sadofsky, S. J. Field and isotopic evidence for fluid mobility in the franciscan complex: forearc paleohydrogeology to depths of 30 kilometers / S. J. Sadofsky, G. E. Bebout // *International Geology Review*. – 2004. – Vol. 46. – No. 12. – P. 1053–1088.

Sadykova, Y. V. The role of paleohydrochemical factors in groundwater chemistry formation in oil-and-gas-bearing deposits of the northeastern Bol'shekhetskaya Megasyneclise / Y. V. Sadykova, M. G. Dultseva // *Water Resources*. – 2017. – Vol. 44. – No. 2. – P. 246–258.

Sanjuan, B. Influence of the temperature of CO₂-rich springs on their aluminium and rare-earth element contents / B. Sanjuan, A. Michard, G. Michard // *Chem. Geol.* – 1988. – Vol. 68. – P. 57–67.

Schijf, J. Rare earth element exchange through the Bosphorus: The Black Sea as a net source of REE's to the Mediterranean Sea. *Geochim / J. Schijf, de H. J. W. Baar // Cosmochim. Acta.* – 1995. – Vol. 59. – P. 3503–3509.

Schijf, J. Vertical distributions and speciation of dissolved rare earth elements in the anoxic brines of Bannock Basin, eastern Mediterranean Sea / J. Schijf, De H. J. W. Baar, F. J. Millero // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1995. – Vol. 59. – P. 3285–3299.

Schlegel, M. E. Comparison of fluid geochemistry and microbiology of multiple organic-rich reservoirs in the Illinois Basin, USA: Evidence for controls on methanogenesis and microbial transport / M. E. Schlegel, J. C. McIntosh, B. L. Bates, M. F. Kirk, A. M. Martini // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2011. – Vol. 75. – P. 1903–1919. DOI: 10.1016/j.gca.2011.01.016 -a

Schlegel, M. E. Constraining the timing of microbial methane generation in an organic-rich shale using noble gases, Illinois Basin, USA / M. E. Schlegel, Z. Zhou, J. C. McIntosh, C. J. Ballentine, M. A. Person // *Chemical Geology*. – 2011. – Vol. 287. – No. 1-2. – P. 27–40. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2011.04.019 -b

Schoeller, H. *Geochemie des eaux souterraines* / H. Schoeller // *Rev. Znst. Fr. Pet.* – 1955. – Vol. 10. – P. 181–213, 219–246, 507–552.

Schweda, P. Near-surface composition of acid-leached labradorite investigated by SIMS / P. Schweda, L. Sjöberg, U. Södervall // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1997. – Vol. 61(10). – P. 1985–1994.

Schweda, P. SIMS depth-profiles of acid-leached labradorite / P. Schweda, L. Sjöberg // *Gff –Uppsala*. – 1996. – Vol. 118. – P. 54–55.

Scislewski, A. Estimation of reactive mineral surface area during water–rock interaction using fluid chemical data / A. Scislewski, P. Zuddas // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2010. – Vol. 74. – P. 6996–7007.

Shaw, D. B. The mineralogical composition of shales / D. B. Shaw, C. E. Weaver // *Journal of Sediment Research*. – 1965. – Vol. 35. – No. 1. – P. 213–222.

Shimizu, H. Cerium and neodymium isotope ratios and REE patterns in seawater from the North Pacific Ocean / H. Shimizu, K. Tachikawa, A. Masuda, Y. Nozaki // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1994. – Vol. 58. – P. 323–333.

Sholkovitz, E. R. Chemical evolution of rare earth elements: Fractionation between colloidal and solution phases of filtered river water. *Earth Planet. Sci. Lett.* –1992. – Vol. 114. – P. 77–84.

Smedley, P. L. The geochemistry of rare earth elements in groundwater from the Carnmenellis area, southwest England. *Geochim. Cosmochim. Acta.* –1991. – Vol. 55. – P. 2767–2779.

Smellie, J. A. T. Element mobility studies of two drill-cores from the Gotemar granite (Krakemala test site), southeast Sweden / J. A. T. Smellie, J. S. Stuckless // *Chemical Geology.* – 1985. – Vol. 51. – P. 55–78.

Somerville, H. J. Environmental Effect of Produced Water from North Sea Oil Operations / H. J. Somerville, D. Bennett, J. N. Davenport, M. S. Holt, A. Lynes, A. Mahieu, B. McCourt, J. G. Parker, R. R. Stephenson, R. J. Watkinson, T. G. Wilkinson // *Marine Pollution Bulletin.* – 1987. – Vol. 18. – No. 10. – P. 549–558.

Spencer, A. M. Arctic Petroleum Geology / A. M. Spencer, A. F. Embry, D. L. Gautier, A. V. Stoupakova, K. Sørensen // *Geological Society Memoirs.* – 2011. – No. 35. – 14 p.

Stable isotope paleohydrology and chemostratigraphy of the Albian Wayan Formation from the wedge-top depozone, North American Western Interior Basin / J. B. Ross, G. A. Ludvigson, A. Möller, L. A. Gonzalez, J. D. Walker // *Science China Earth Sciences.* – 2017. – Vol. 60. – Iss. 1. – P. 44–57.

Starinsky, A. The formation of natural cryogenic brines / A. Starinsky, A. Katz // Institute of Earth Sciences, the Hebrew University of Jerusalem, Giv'at-Ram Campus, Jerusalem 91904, Israel. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2003. – Vol. 67. – No. 8. – P. 1475–1484.

Stewart, R. N. T. Kaolinite growth during pore-water mixing: isotopic data from palaeocene sands, North Sea, UK. / R. N. T. Stewart, A. E. Fallick, R. S. Haszeldine // *Clay Minerals.* – 1994. – Vol. 29. – P. 627–636.

Stober, I. Deep groundwater in the crystalline basement of the Black Forest region / I. Stober, K. Bucher // *Appl. Geochem.* – 1999. – No. 14. – P. 237–254.

Stotler, R. L. An isotopic survey of $\delta^{81}\text{Br}$ and $\delta^{37}\text{Cl}$ of dissolved halides in the Canadian and Fennoscandian Shields / R. L. Stotler, S. K. Frape // *Chemical Geology.* – 2010. – Vol. 274. – P. 38–55.

Stotler, R. L. Evolution of Canadian Shield groundwaters and gases: Influence of deep permafrost / R. L. Stotler // Ontario: University of Waterloo. – 2008. – Vol. 265.

Stotler, R. L. The interglacial–glacial cycle and geochemical evolution of Canadian and Fennoscandian Shield groundwaters / R. L. Stotler, S. K. Frape, T. Ruskeeniemi, P. Pitkänen, D. W. Blowes // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2012. – Vol. 76. – P. 45–67.

Strapoć, D. Variability of geochemical properties in a microbially dominated coalbed gas system from the eastern margin of the Illinois Basin, USA / D. Strapoć, M. Mastalerz, A.

Schimmelmann, A. Drobniak, S. Hedges // *International Journal of Coal Geology*. – 2008. – Vol. 76. – P. 98–110. DOI: 10.1016/j.coal.2008.02.002

Stueber, A. M. Formation waters from Mississippian-Pennsylvanian reservoirs, Illinois basin, USA: Chemical and isotopic constraints on evolution and migration / A. M. Stueber, L. M. Walter, T. J. Huston, P. Pushkar // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1993. – Vol. 57. – P. 763–784. DOI: 10.1016/0016-7037(93)90167-U

Stueber, A. M. Origin and chemical evolution of formation waters from Silurian-Devonian strata in the Illinois basin, USA / A. M. Stueber, L. M. Walter // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1991. – Vol. 55. – P. 309–325. DOI: 10.1016/0016-7037(91)90420-A

Stumm, W. Coordinative interactions between soil solids and water - An aquatic chemist's point of view / W. Stumm // *Geoderma*. – 1986. – Vol. 38. – P. 19–30.

Sulin, V. A. Waters of Petroleum Formations in the System of Nature Waters / V. A. Sulin. – Moscow: Gostoptekhizdat, 1946. – 96 p. (in Russian).

Tardy, Y. Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of the waters from some European and African crystalline massifs / Y. Tardy // *Chem. Geol.* – 1971. – Vol. 7. – P. 253–271.

Tardy, Y. Kaolinite and smectite stability in weathering conditions / Y. Tardy // *Estud. Geol.* – 1982. – Vol. 38. – P. 295–312.

Tectonic Map of the Arctic Scale 1:10000000 –first edition / eds. O. V. Petrov, M. Pubellier. (VSEGEI/CGMW). – Saint Petersburg: VSEGEI, 2018.

Tepe, N. High-technology metals as emerging contaminants: Strong increase of anthropogenic gadolinium levels in tap water of Berlin, Germany, from 2009 to 2012 / Tepe N, Romero M, Bau M // *Appl Geochem.* – 2014. – Vol. 45. – P. 191–197.

The Sedimentary Basins of the United States and Canada. 2 nd edition / Ed. Mial A. D. – Netherlands: Elsevier, 2019. – 823 p.

Transport of U- and Th-series nuclides in a Baltic Shield watershed and the Baltic Sea / D. Porcelli, P. S. Andersson, M. Baskaran, G. J. Wasserburg // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. – 2001. – Vol. 65. – P. 2439–2459.

U–Pb ages of secondary silica at Yucca Mountain, Nevada: implications for the paleohydrology of the unsaturated zone / L. A. Neymark, Y. V. Amelin, J. B. Paces, Z. E. Peterman // *Appl. Geochem.* – 2002. – Vol. 17. – P. 709–734.

Uranium VI sorption onto selected mineral surfaces; key geochemical parameters / R. T. Pabalan, D. R. Turner, F. P. Bertetti, J. D. Prikryl // *Adsorption of Metals by Geomedia; Variables, Mechanisms, and Model Applications*. – San Diego, CA: Academic Press, 1998. – P. 99–130.

Van Middlesworth, P. E. The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium. Part 7. REE, Th and U contents in thermal springs associated with the Idaho batholith / Van P. E. Middlesworth, S. A. Wood // *Applied Geochemistry*. – 1998. – Vol. 13. – No. 7. – P. 861–884.

Veizer, J. Temperatures and oxygen isotopic composition of Phanerozoic oceans / J. Veizer, A. Prokoph // *Earth-Science Reviews*. – 2015. – Vol. 146. – P. 92–104.

Vorren, T. O. Arctic geology and petroleum potential / T. O. Vorren, E. Bergsager, O. A. Dahl-Stamnes, E. Holter, B. Johansen, E. Lie, T. B. Lund // *Norwegian Petroleum Society*. – 1993. – Vol. 2. – 751 p.

Walderhaug, O. Kinetic modeling of quartz cementation and porosity loss in deeply buried sandstone reservoirs: AAPG Bulletin / O. Walderhaug. – 1996. – Vol. 80. – P. 731–745.

Wallin, B. Calcite fracture fillings as indicators of paleohydrology at Laxemar at the Äspö Hard Rock Laboratory, southern Sweden / B. Wallin, Peterman Z. // *Appl Geochem*. – 1999. – Vol. 14. – P. 953–962.

Wanner, C. On the use of Li isotopes as a proxy for water–rock interaction in fractured crystalline rocks: A case study from the Gotthard rail base tunnel / C. Wanner, K. Bucher, P. A. E. Pogge von Strandmann, H. N. Waber, T. Pettke // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2017. – Vol. 198. – P. 396–418.

Warren, J. K. Evaporites. A geological compendium / J. K. Warren // *Springer*. – 2016. – 1813 p.

Weller, J. M. Compaction of sediments / J. M. Weller // *AAPG Bulletin*. – 1959. – Vol. 43. – No. 2. – P. 273–310.

White, D. E. Water resources of Ward County, Texas / D. E. White // *Texas Water Development Board Report*. – 1971. – Vol. 125. – 219 p.

Wilkinson, M. Hydrocarbon filling history from diagenetic evidence: Brent Group, UK North Sea / M. Wilkinson, R. S. Haszeldine, R. M. Ellam, A. Fallick // *Marine and Petroleum Geology*. – 2004. – Vol. 21. – P. 443–455.

Williams, J. R. Ground Water in the Permafrost Regions of Alaska / J. R. Williams // *Geological Survey professional paper*. – 1970. – Vol. 696. – 83 p.

Wilson, M. D. Authigenic clays in sandstones: Recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis / M. D. Wilson, E. D. Pittman // *J. Sediment. Petrology*. – 1977. – Vol. 47. – P. 3–31.

Wilson, T. P. Geochemistry and isotope chemistry of Ca-Na-Cl brines in Silurian strata, Michigan Basin, U.S.A / T. P. Wilson, D. T. Long // *Applied Geochemistry*. – 1993. – Vol. 8. – P. 507–524. DOI: 10.1016/0883-2927(93)90079-V

Wollast, R. Distribution and Fluxes of Calcium Carbonate along the Continental Margin in the Gulf of Biscay / R. Wollast, L. Chou // *Aquatic Geochemistry*. – 1998. – Vol. 4(3). – P. 369–393.

Wollast, R. Surface reactions during the early stages of weathering of albite / R. Wollast, L. Chou // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1992. – Vol. 56(8). – P. 3113–3121.

Wood, M. I. The structural role of Al_2O_3 and TiO_2 in immiscible silicate liquids in the system SiO_2 - MgO - CaO - FeO - TiO_2 - Al_2O_3 / M. I. Wood, P. C. Hess // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1980. – Vol. 72(3). – P. 319–328.

Wood, S. A. Rare-earth elements in geothermal waters from Oregon, Nevada, and California / S. A. Wood, W. M. Shannon // *J. Solid State Chem.* – 2003. – Vol. 171. – P. 246–253.

Yousif, M. Palaeohydrology and its impact on groundwater in arid environments: Gebel Duwi and its vicinities, Eastern Desert, Egypt / M. Yousif, F. Henselowsky, O. Bubbenzer // *Catena*. – 2018. – Vol. 171. – P. 29–43.

Zektser, I. S. Submarine Groundwater (English editor Everett L.G.) / I. S. Zektser, R. G. Dzhamalov. – Taylor & Francis Group, LLC, 2007. – 466 p.

Zhao, M. Evolution of kaolinite subgroup minerals and mixed-layer illite/smectite in the Paleogene Damintun Depression in Liaohe Basin of China and its implication for paleotemperature / M. Zhao, J. F. Ji, Z. Y. Chen, X. M. Chen, X. D. Cui, Y. S. Wang // *Science China Earth Sciences*. – 2011. – Vol. 54. – No. 1. – P. 73–83.

Zhu, W. Giant gas discovery in the Precambrian deeply buried reservoirs in the Sichuan Basin / W. Zhu, T. Wang, Z. Xie, B. Xie, K. Liu // *China: Implications for gas exploration in old cratonic basins. Precambrian Research*. – 2015. – Vol. 262. – P. 45–66. DOI: 10.1016/j.precamres.2015.02.023

Ziegler, K. Palaeohydrodynamics of fluids in the Brent Group (Oseberg Field, Norwegian North Sea) from chemical and isotopic compositions of formation waters / K. Ziegler, M. L. Coleman, R. J. Howarth // *Applied Geochemistry*. – 2001. – Vol. 16. – P. 609–632.