



МИНОБРНАУКИ РОССИИ

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования

«Российский государственный геологоразведочный университет имени
Серго Орджоникидзе»
(МГРИ)

На првах рукописи

Лам Хоанг Куок Вьет

**ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВОД ВЕРХНЕ- И НИЖНЕ-
ПЛИОЦЕНОВЫХ ВОДОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ ДЕЛЬТЫ Р. МЕКОНГ, ПО
ДАННЫМ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

1.6.6 – Гидрогеология

Диссертация
на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук,
заслуженный деятель науки РФ,
профессор Лисенков А. Б.

Научный консультант:

доктор геолого-минералогических наук,
зам.директора ГИН РАН,
Лаврушин В. Ю.

Москва – 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
ГЛАВА 1 ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ТЕРРИТОРИИ ДЕЛЬТЫ Р. МЕКОНГ	13
1.1. Физико-географические условия	13
1.1.1. Топография	13
1.1.2. Климатические условия	14
1.1.3. Гидрографическая сеть	16
1.2. Геологическое строение территории	18
1.2.1. Стратиграфия	18
1.2.2. Тектонические особенности	24
1.3. Гидрогеологическая условия дельты р. Меконг	26
1.3.1. Гидрогеологическая стратификация в дельте р. Меконг	26
1.3.2. Гидрохимические характеристики подземных вод в дельте р. Меконг	29
1.4. Проблемы водоснабжения дельты р. Меконг	33
ГЛАВА 2 АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ, ОРИЕНТИРОВАННЫХ НА ИЗУЧЕНИЕ ГЕНЕЗИСА ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ДЕЛЬТЕ Р. МЕКОНГ	42
ГЛАВА 3 ГЕОЛОГО–ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕ- И НИЖНЕПЛИОЦЕНОВОГО ВОДОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ РАЙОНА ДЕЛЬТЫ Р. МЕКОНГ	54
3.1. Верхнеплиоценовый водоносный горизонт (n_2^2)	54
3.2. Нижнеплиоценовый водоносный горизонт (n_2^1)	60
ГЛАВА 4 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	66

4.1. Основные понятие о изотопной гидрогеологии	66
4.1.1. Стабильные изотопы кислорода (^{18}O) и водорода (D).....	69
4.1.2. Радиоактивный изотоп углерода (^{14}C).....	71
4.2. Геостатистический метод «кокригинг».....	73
4.2.1. Статистический анализ данных, позволяющий определить наличие ошибок и выбросов в данных	74
4.2.2. Анализ и моделирование пространственной корреляции. Вариография	76
4.2.3. Многопеременное пространственное моделирование. Кокригинг.....	79
4.2.4. Проверка качества модели по методу кросс-валидации (cross validation)	81
4.3. Термодинамическое моделирование системы «вода-порода».....	84
4.3.1. Методы и подходы	86
4.3.2. Данные для моделирования	88
ГЛАВА 5 РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДЕЛЬТЫ Р. МЕКОНГ	91
5.1. Результаты изотопных исследований подземных вод дельты р. Меконг	91
5.1.1. Результаты оценки условий формирования подземных вод по данным изучения стабильных изотопов О и Н.....	91
5.1.2. Результатам изучения условия формирования подземных вод в дельте р. Меконг по изотопному радиоуглероду ^{14}C	102
5.1.3. Оценка величины инфильтрационного питания водоносных горизонтов	126

5.2. Результаты термодинамического моделирования системы вода-порода для подземных вод ниже- и верхнеплиоценового водоносных горизонтов дельты р. Меконг.	129
5.2.1. Результаты моделирования	129
5.2.2. Условий формирования подземных вод плиоценового водоносного комплекса по термодинамическому моделированию	143
5.3. Модель формирования подземных вод верхне- и нижнеплиоценового водоносных горизонтов дельты р. Меконг	145
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	148
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	151

Введение

Актуальность исследований

Дельта р. Меконг – регион, расположенный в юго-западной части Вьетнама. Река представлена двумя ее протоками Хау и Тянь на участке их впадения в Восточное море. Дельта занимает площадь 40577 км². Население региона составляет около 18-ти млн. человек. Для территории характерен тропический муссонный климат с влажным и сухим сезонами. Среднегодовое количество осадков варьирует от 1400 до 2400 мм в год, причем более 90% ежегодных осадков выпадает в влажном сезоне (с мая по ноябрь) и менее 10% в сухом (с декабря по апрель). Эта территория - самый продуктивный сельскохозяйственный регион страны. Однако, изменение глобального климата отрицательно сказывается на поверхностных водных ресурсах и вызывает дефицит водообеспечения в сухом сезоне. Результаты исследований и оценки воздействий изменения глобального климата на подземные водные ресурсы в дельте р. Меконг показали, что эксплуатация четвертичных водоносных горизонтов не решает всех проблем водоснабжения региона. Также следует учитывать, что качество и водообильность неглубоких водоносных горизонтов напрямую зависит от изменения климата и антропогенного загрязнения. Поэтому в планировании эксплуатации подземных вод дельты р. Меконг наибольшие перспективы, обеспечивающие устойчивое развитие региона, связываются с плиоценовым водоносным комплексом.

Однако гидрогеологические особенности формирования вод плиоценовых водоносных горизонтов изучены недостаточно. Несмотря на относительно хорошую гидрогеологическую защищенность от влияния поверхностных загрязнений, в них местами встречаются соленые воды, непригодные для использования. Распределение пресных и минерализованных вод в водоносных горизонтах неогенового возраста носит очень сложный и неоднородный характер, что затрудняет разработку оптимальной схемы их эксплуатации. Решить эту проблему можно, применяя наряду с геохимическими и гидродинамическими исследованиями, результаты изучения

изотопного состава О и Н, а также данные радиоуглеродного датирования подземных вод в различных частях бассейна р. Меконг.

Использование таких комплексных результатов исследований является актуальным вопросом и послужит основой для разработки научно-обоснованной схемы эксплуатации подземных вод плиоценовых водоносных горизонтов в дельте р. Меконг. Последняя направлена на обеспечение рационального потребления водных ресурсов и сохранение в длительной перспективе оптимального качества подземных вод в густонаселенных районах Вьетнама.

Цели и задачи исследований

Цель данной работы - исследование гидрогеологических условий и особенностей формирования химического состава подземных вод верхне- и нижнеплиоценовых водоносных горизонтов в дельте р. Меконг.

Для реализации поставленной цели были решены следующие задачи:

1. Проведение исследований изотопного состава кислорода и водорода водной фазы для оценки роли метеорных, речных, морских и седиментационных вод в формировании водного баланса разновозрастных водоносных горизонтов дельты р. Меконг.
2. Определение связи факторов для определения формирования и смешения различных геохимических типов вод, изучение сложного и неоднородного характера распределения минерализованных и пресных вод верхне- и нижнеплиоценовых водоносных горизонтов в дельте р. Меконг по построенным графикам корреляции.
3. Исследование методом радиоуглеродного датирования (^{14}C) возраста формирования вод верхне- и нижнеплиоценовых водоносных горизонтов, определение местоположения областей их питания, направления их движения и областей разгрузки.
4. Оценка величины инфильтрационного питания водоносных горизонтов на основе изотопных данных.

5. Повышение точности полученных результатов и построение специализированных карт методом геостатистической интерполяции.

6. Исследование процессов формирования солевого состава методами термодинамического моделирования процессов взаимодействия инфильтрационных вод с водовмещающими породами.

Объект и методика исследований

Объектом исследований являлись: подземные воды верхне- и нижнеплиоценового водоносных горизонтов в дельте р. Меконг.

Методика исследований заключалась:

1. Выполнен сбор, и анализ геологической и гидрогеологической литературы области исследования; а также материалов предыдущих исследований по изотопному составу подземных вод региона.

2. Проведены полевые и лабораторные исследований химического состава (макрокомпоненты, концентрация углекислого газа (CO_2), электропроводность, pH,...), стабильных и радиоактивных изотопов (кислорода, водорода и углерода) подземных вод на объектах исследований. Выполнен отбор проб и их анализ в соответствии с процедурой, предусмотренной положениями Международного агентства по атомной энергии.

3. Решены задачи направленные на повышение точности полученных результатов и построения специализированных карт с использованием метод геолого-картографического моделирования (геостатистическая интерполяция).

4. Для анализа процесса формирования качественного состава подземных вод с позиции системы взаимодействия «вода-порода-газы атмосферы» использовали методов физико-химического термодинамического моделирования, позволяющих проследить особенности процессов геохимической эволюции системы.

5. Выполнен комплексный анализ и оценка на основе закономерностей и взаимосвязей полученных данных (значение кислорода и водорода, возраст

подземных вод, минерализация, электропроводность, pH и т.д.), которые сопровождались построением специализированных карт и, в конечном итоге, построением формальной модели формирования подземных вод верхне- и нижнеплиоценового водоносных горизонтов дельты р. Меконг изучаемого региона.

Личный вклад автора

В основе диссертационной работы лежат результаты исследований, полученные автором при проведении проектных работ в области изучения ресурсного потенциала и эксплуатационных запасов подземных вод в Центре ядерной техники города Хошимин, Вьетнам. Автор принимал участие как в отборе и анализе образцов воды, так и занимался построением моделей и специализированных карт.

Вклад автора состоит из:

Определения расположения точек отбора проб подземных вод и атмосферных осадков.

Установки станций мониторинга атмосферных осадков.

Сбора образцов подземных вод и атмосферных осадков в полевых условиях, определения их физических параметров.

Проведения экспериментов по определению значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD , а также концентрации радиоизотопного ^{14}C , обработке результатов экспериментов и построения специальных графиков.

Построения специализированных карт. В частности, автор предложил геостатистические приложения, которые позволили повысить точность процесса интерполяции.

При участии автора также выполнена серия термодинамических расчетов, моделирующих процессы формирования солевого состава вод.

Научная новизна работы

На основе полученных результатов построенная концептуальная модель формирования подземных вод водоносных горизонтов дельты р. Меконг за счёт

инфильтрации метеорных вод заменит существовавшие ранее взгляды на седиментагенный генезис подземных вод. В результате авторских исследований было оценено влияние разломов на движение потока подземных вод и также гидравлическая взаимосвязь между водоносными горизонтовыми в области этих разломов.

Построение карт изменения возрастов, минерализации, pH подземных вод различных горизонтов позволило определить закономерность формирования солевого состава вод и оценивать основные пути поступления загрязняющих веществ.

Существенное различие в корреляционных зависимостях между расчетными значениями модели и фактическими значениями в случаях многопеременных (0,9) и однопеременных данных (0,6) показало эффективность и оптимизацию геостатистической интерполяции «Кокригинг» для повышения точности полученных результатов при построении специализированных карт для территории Вьетнама.

Определение величины инфильтрационного питания глубоких водоносных горизонтов по радиоуглеродным данным, которое не учитывалось в предыдущих исследованиях, позволяет уточнить эксплуатационные запасы подземных вод дельты р. Меконг.

На защиту выносятся следующие положения:

Первое защищаемое положение

Исследованиями изотопного состава кислорода и водорода подземных вод в дельте р. Меконг установлено, что воды плиоценового водоносного комплекса в основном формируются за счёт инфильтрации метеорных вод. Минерализованные воды, которые также встречаются в этом водоносном комплексе, формируются в результате смешения инфильтрационных (пресных и изотопно-легких) и седиментационных вод, изначально имеющих морской генезис. Доказана связь минерализованных вод с Фландрской трансгрессией, начавшейся около 21 тыс. лет назад и закончившейся 4,2 тыс. лет назад.

Второе защищаемое положение

По данным определения радиоуглеродного возраста подземных вод дельты р. Меконг построены карты изменения возрастов вод верхне- и нижнеплиоценового водоносных горизонтов. Их анализ показывает, что региональная область питания для плиоценового водоносного комплекса располагается на северо-востоке дельты р. Меконг. Эти данные позволили также оценить средние скорости движения подземных вод. Они составляют 8 м/год для верхнеплиоценовых и 5,4 м/год для нижнеплиоценовых горизонтов. Так же дана оценка величины инфильтрационного питания, она оценивается как 9×10^5 м³/сут. Применение геостатистической интерполяции «Кокригинг» для случая многопеременных данных позволяет повысить точность полученных результатов при построении специализированных карт для территории Вьетнама.

Третье защищаемое положение

С использованием методов термодинамического моделирования исследованы процессы формирования солевого состава вод при взаимодействии с водовмещающими породами и/или смешении вод различного генезиса. На основе созданной равновесно-кинетической модели формирования вод плиоценового водоносного комплекса, совместно с полученными ранее данными изотопных исследований, было выполнено районирование территории исследования по условиям формирования подземных вод.

Практическая значимость и реализация результатов

Результаты исследования изотопного состава О и Н для вод плиоценовых и четвертичных водоносных горизонтов дают представление о региональных закономерностях формирования их водного баланса и, наряду с результатами гидродинамических и гидрохимических исследований, могут быть использованы для построения локальных и региональных гидрогеологических моделей.

Проведенные исследования дают основу для разработки оптимальной схемы эксплуатации системы водозаборов, и позволяют минимизировать риски снижения

качества воды за счет вторжения солёных вод в пределы эксплуатируемых водоносных горизонтов.

Разработана и апробирована методика применения геостатистической интерполяции «Кокригинг» для обработки многопеременных данных в гидрогеологии. С его помощью можно существенно повысить точность построения различных гидрогеологических и гидрохимических карт, что обеспечивает повышение качества прогноза различных характеристик и параметров гидрогеологической среды.

Впервые для плиоценовых горизонтов дана количественная оценка величины инфильтрационного питания, которая существенно позволяет уточнить расчеты водного баланса для этих горизонтов.

Апробация работы

Результаты исследований и основные положения диссертационной работы были доложены на многочисленных конференциях, совещаниях, симпозиумах, выставках, в том числе:

1. Научной международной конференции Хошиминского технологического университета, «Геология и Нефть», 2016.
2. На Совещаниях проекта «Оценка глубоких подземных водных ресурсов для устойчивого управления по использованию изотопных технологий» (RAS/7/030 IAEA/RCA first project coordination meeting), г.Хошимин, Вьетнам, 2016.
3. Международной конференции по «Чистой Воде, Воздуху и Почве» (CleanWAS2017). 25-27 августа 2017 года. Бангкок, Таиланд, 2017.
4. Международной научно-практической конференции «Стратегия Развития Геологического Исследования Недр: Настоящее и Будущее» (к 100-летию МГРИ–РГГРУ), 2018.
5. XIV Международной научно-практической конференции «Новые идеи в науках о Земле», 2019.

6. На Совещаниях проекта «Применение изотопных методов для исследований глубоких подземных водных ресурсов в дельте р. Меконг», Центр Ядерной Техники г.Хошимаина, Вьетнам, 2019.

Публикации

Положения работы изложены в 8 публикациях, две из которых рекомендованы ВАК

Структура и объем работы

Диссертация состоит из введения, 5 глав, заключения. Она содержит 160 страниц текста, сопровождается 25 таблцами, 55 рисунками и списком литературы из 92 наименований.

Благодарности

Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю д.г.-м.н., профессору А.Б. Лисёнкову за всестороннюю помощь в подготовке и написании работы, своему научному консультанту профессору В.Ю. Лаврушину и всему коллективу кафедры гидрогеологии имени В.М. Швеца МГРИ-РГГРУ за полученные критические замечания и рекомендации в процессе подготовки работы на кафедре.

Автор глубоко признателен О.А.Лиманцевой за успешное сотрудничество и постоянное внимание к работе, за поддержку и ценные советы.

Автор благодарит за сотрудничество и неоценимую помощь наставников и коллег из центра ядерной техники г.Хошимаина (Вьетнам), с которыми появилась возможность сформировать основные направления проведенных исследований.

Особую признательность и благодарность автор выражает семье и российским друзьям за поддержку и помощь на протяжении всего жизненного пути.

ГЛАВА 1

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ТЕРРИТОРИИ ДЕЛЬТЫ Р. МЕКОНГ

1.1. Физико-географические условия

1.1.1. Топография

Дельта Р. Меконг - регион, расположенный в юго-западной части Вьетнама, представлен двумя ее протоками Хау и Тянь на участке их впадения в Восточное море (рис. 1.1). Она граничит с Сиамским заливом на юго – западе, с Восточным морем на юге и юго – востоке, с рекой Вам – Ко на севере и северо-востоке. Дельта Р. Меконг включает в себя территории 13 провинций, занимает большую часть юго-западного Вьетнама, площадь которого – 40577 км² (что составляет 12% от общей площади Вьетнама). Население региона в 2011 году равнялось 17,33 млн человек.



Рисунок 1.1 – Топографическая карта дельты р. Меконг

Дельта Р. Меконг, которая представляет собой кайнозойские бассейны региона Меконг, сложенные в основном алювиально-морскими отложениями. Кроме того, она имеет отложения различного происхождения, такие как седиментогенные, морские

песчаные, озерные отложения осадочного происхождения, смешанные болотные и алювиально – морские.

Дельта Р. Меконг имеет равнинную местность с типичной высотой от 0.3 до 5.0 м, за исключением некоторых холмов на северо-западе провинции Ан-Жианг, Киен-жианг.

1.1.2. Климатические условия

На большей части территории дельты р. Меконг климат тропический муссонный и субэкваториальный муссонный. Год делится на два сезона: дождей и сухой. Сухой сезон начинается в ноябре до апреля следующего года, имеет сухую, жаркую погоду и мало дождей. Сезон дождей начинается в мае до октября, имеет влажную, жаркую погоду и много дождей.

Среднегодовое общее излучение составляет около 150-160 ккал/см². Среднее количество солнечных часов составляет около 2200 – 2800 часов.

Из-за большого излучения, а также равниной местности распределение температуры равномерно по всей дельте р. Меконг. Средняя годовая температура составляет 26-29°C. Самым тёплым месяцем года является Апрель, со средней температурой 38-40°C. Обычно Январь -самый холодный месяц в Дельте р. Меконг, со средней температурой 14-16°C.

Средняя относительная влажность составляет около (70-80)%.

Средняя скорость ветра составляет около 2 м/с, а самая большая скорость ветра достигает (25-30) м/с.

Среднегодовое испарение относительно высокое, около 1100-1400 мм.

Среднегодовое количество осадков варьирует от менее 1400 мм в районе между протоками Тянь и Хау, в провинциях Донг-Тхап, Ан-жиан и Винь-Лонг до более чем 2400мм в области Ка-Мау (рис. 1.2). Около 88 – 95% годовых осадков обычно выпадает в июле – сентябре, а наименьшее количество осадков выпадает в январе – марте и составляет 3% от среднегодового количества осадков.

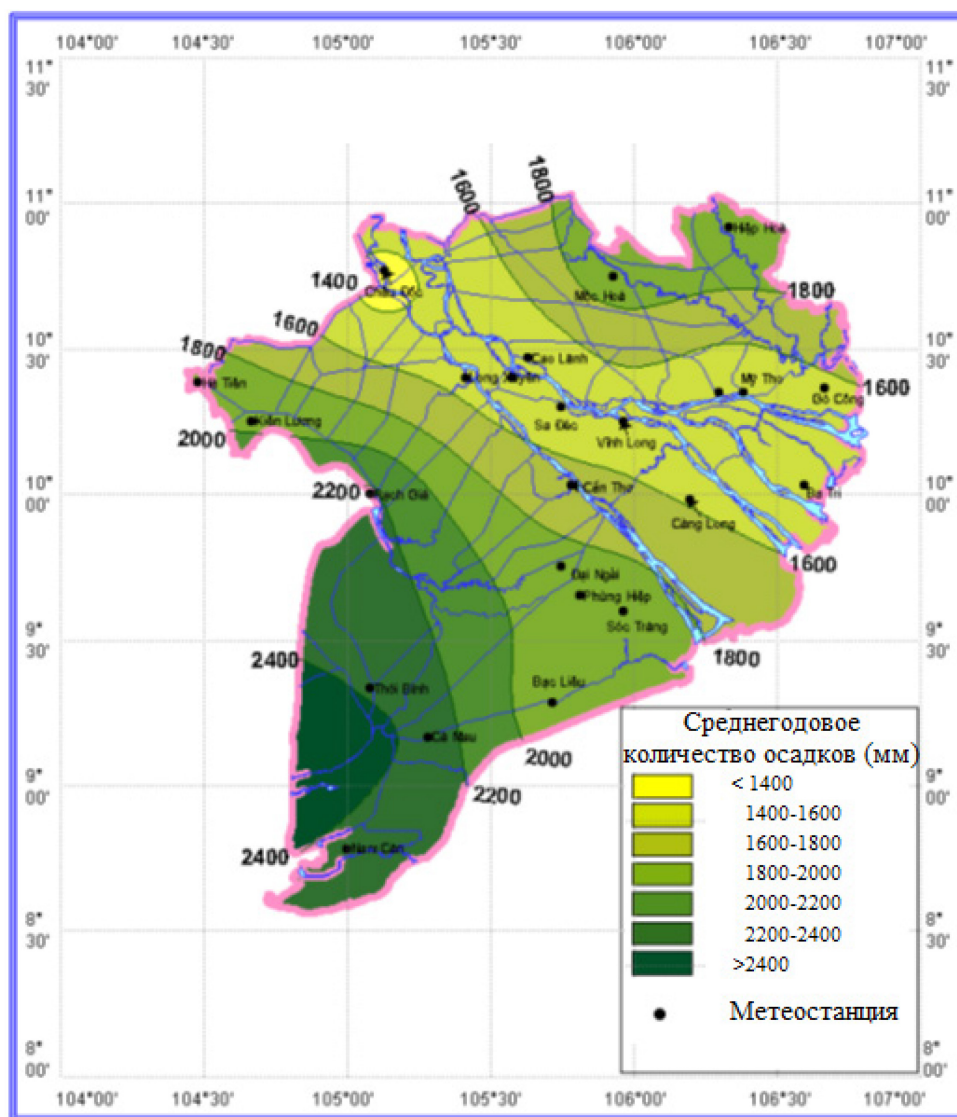


Рисунок 1.2 – Распределение среднегодового количества осадков в дельте р. Меконг

Концентрация изотопных составов атмосферных осадков распределяется в соответствии законам, которые напрямую зависят от условия климата и топографии. Из-за изменения испарения содержание тяжёлого изотопа в атмосферных осадках во влажном сезоне больше, чем в сухом. Сезонное изменение направления ветра тоже влияет на содержание изотопов атмосферных осадков из-за континентальности, высотности, количества осадков и т.д. Добавим, что на карте распределения среднегодового количества осадков показываются изменения количества осадков в направлении с северо-востока на юго-запад. Поэтому распределение станций

мониторинга изотопных составов атмосферных осадков и момент отбора проб подземных вод основываются на вышеуказанных условиях.

1.1.3. Гидрографическая сеть

Река Меконг на территории Вьетнама представлена двумя ее протоками Хау и Тянь на участке их впадения в Восточное море. Общий средний годовой расход потока реки Меконг составляет 500 км^3 , в том числе 23 км^3 формируется в дельте р. Меконг и 477 км^3 из верхнего течения реки Меконг впадает в дельту р. Меконг.

Глубина реки Меконг варьирует от 10 м до 40 м. Использование гидрологического изотопа для исследования взаимосвязи речных и подземных вод Р. Меконг доказывает, что речная вода Р. Меконг не инфильтрируется в неглубокие водоносные горизонты, а значение стабильных изотопов речной воды Р. Меконг и подземных вод среднеплиоценового водоносного горизонта является гомологичным. Можно констатировать, что речная вода Р. Меконг инфильтрируется в среднеплиоценовый водоносный горизонт через литологические окна.

Кроме реки Меконг, в дельте р. Меконг имеются речные системы (рис. 1.3):

Проток Вам-Ко включает в себя протоки Вам-Ко-Таи и Вам-Ко-Донг. Первый происходит от дельты Прейвенга, протекает в юго-восточном направлении во Вьетнам. Площадь её бассейна $1,720 \text{ км}^2$, длина на территории Вьетнама около 110 км. Второй проток берёт начало от низких холмов провинции Прейвенга, в юго-восточном направлении во Вьетнам. Его длина составляет 54 км, площадь бассейна 1380 км^2 . Часть протока Вам-Ко-Донг, протекающая на территории Вьетнама, относительно глубока и зависима от приливов Восточного моря.

Протоки Шо-Тхыонг, Шо-Ха, Каи-Ко, Лонг-Хот протекают вдоль границы Вьетнама и Камбоджи.

Проток Мй-Тхань включает в себя протоки Ко-Ко, Нху-Гиа, которые представляют собой главную систему водного пути области Ка-Мау.

Проток Гань-Хао включает в себя протоки Тас-Тху, Дам-Дой, Дам-Чим, по которым минерализованная вода попадает в проток и обратно.

Проток Док включает в себя протоки Кай-Тау, Бьен-Нхи, Кан-Гао, которые включены в сельскохозяйственную ирригационную систему области У-Минь.



1 – разломы; 2 – дельта Меконг; 3 – Юго-Восточная область;

Рисунок 1.3 – Гидрографическая сеть дельты р. Меконг

Система каналов в дельте р. Меконг была разработана в основном на протяжении более века, с основной целью развития сельскохозяйственного производства и навигации. До настоящего времени плотность каналов в дельте р. Меконг составляет 3-5 канал/км². К ним относятся:

Системы каналов, соединяющих западное море с протоком Хау, протоки Тянь и Хау, Тянь с протоком Вам-Ко. Кроме того, в области Донг-Тхап-Мый имеется ещё много каналов, которые расположены вдоль границы Вьетнам-Камбоджа, где течёт река Тянь.

1.2. Геологическое строение территории

1.2.1. Стратиграфия

Геологическая структура зоны исследования включает в себя эффузивные и интрузивные, осадочные от девона до четвертичной системы, формирующиеся с разными геодинамическими условиями.

Интрузивный магматизм

Возраст интрузивного магматизма в дельте р. Меконг варьирует от позднего триаса (Т₃) до поздней юры – мела (J₃-K).

1 – Интрузивный магматизм позднего триаса (Т₃), найденный в скважинах, имеющих глубину от 372 до 415 м. Состав пород в основном биотитовый гранит, роговообманково биотитовый гранодиорит.

2 – Интрузивный магматизм поздней юры – мела (J₃-K) включает в себя:

Габбро, габбро-пироксенит, пироксенит найдены в скважинах в области Таи-Нинь, имеющих глубину от 29 до 500 м. Цвет породы от темно-серого до черного, размер кристаллов от малого до среднего.

Гранит, биотитовый гранит, диорит встречаются местами по всему району дельты р. Меконг.

Эффузивные и осадочные отложения

На геологических картах масштаба 1:500.000, 1:200.000 и 1:50.000, осадочные и эффузивные делятся на стратиграфические единицы, такие как система (стратиграфический стандарт Вьетнама, Министерство геологии Вьетнама, Ханой, 1994), включают в себя 16 стратиграфических систем: девонская – нижняя каменноугольная ($D-C_1$), пермская – нижняя триасовая ($P-T_1$), средняя-верхняя триасовая (T_{2-3}), нижняя-средняя юрская (J_{1-2}), верхняя юрская – меловая (J_3-K), палеогеновая (P), средний-верхний миоцен (N_1^{2-3}), верхний миоцен (N_1^3), нижний плиоцен (N_2^1), средний плиоцен (N_2^2), средний-верхний плиоцен (N_2^{2-3}), средний плейстоцен (Q_1^1), средний-верхний плейстоцен (Q_1^{2-3}), верхний плейстоцен (Q_1^3), нижний-средний голоцен (Q_2^{1-2}), средний-верхний голоцен (Q_2^{2-3}), верхний голоцен (Q_2^3). В том числе, стратиграфические системы от $D-C_1$ до J_3-K являются фундаментом, от N_{2-3} до Q_2^3 являются осадочным чехлом.

Объект исследования диссертации – подземные воды верхне- и нижнеплиоценового водоносного горизонтов, которые являются молодыми отложениями, сформированными в плиоценовом отделе неогеновой системы. Характеристики геологических условий плиоценового отдела в частности выражены следующим образом:

1 – Пьяченцкий ярус (N_2^1)

Распределение отложений верхне-плиоценового яруса концентрируются в основном в центре дельты, которая включает в себя области I, II и IV. Площадь составляет 38000 км². Генезис отложений включает в себя аллювиальные (речные отложения) (а), морские отложения (м), аллювиально – морские отложения (ам).

а – аллювиальные отложения (aN_2^1):

Аллювиальные (aN_2^1) залегают в основном в зонах Таи-Нинь, Бьен-Хоа, Мок-Хоа, Тан-Ан, Бен-Че – Ча-Винь, Кан-Тхо. Но в зоне Ка-Мау – Сок-Чанг аллювиальные (aN_2^1) залегают исключительно на северо-западе.

В общем, аллювиальные отложения верхне-плиоценового яруса (aN_2^1) распространены широко и непрерывно в центре дельты р. Меконг. Площадь составляет около 31500 км². Глубина распространения варьирует от 96 м до 399,3 м, средняя глубина распространения составляет 250 м. Мощность варьирует от 4 м до 84 м, средняя мощность составляет 50 – 80 м.

Классификация осадочных пород речных отложений верхне-плиоценового яруса выражена следующим образом:

- Толща 1 (204,5-194,5 м): песок с дресвой и гравием, имеющий серо-синий, серовато-желтый. Внизу толщи в основном дресва и гравий. Отношение дресвы к гравиям 11,54%, а к песку 88,46%.

- Толща 2 (194,5-166 м): серо-голубой и серо-белый песок с кварцевой дресвой и гравием. Отношение дресвы к гравиям 2,14-17,54%, а к песку 82,46-97,86%. По гранулометрическому составу средний диаметр зёрен $Md = 0,255-0,542$; степень окатанности $Sf = 0,7$; зерна сферической формы $Ro = 0,30 - 0,31$. Песок представлен кварцем (67,47-76,65%), полевошпатом (0,99-2,39%) и др. Средняя мощность составляет 38,5 м.

70 проб аллювиальных отложений верхне-плиоценового яруса (aN_2^1) имеют в среднем дресвы 7,42%, песка 74,46%, алевролита 8,86%, глины 9,07%, средний диаметр зёрен $Md = 0,282$, степень окатанности $Sf = 0,71$, зерна сферической формы $Ro = 0,30$.

b – Аллювиально – морские отложения (amN_2^1)

Аллювиально – морские отложения (amN_2^1) распространены широко и непрерывно и перекрываются аллювиальными, но отложения (amN_2^1) не выходят на поверхность на территории дельты р. Меконг. Они не найдены в зонах Лонг-Суен, Тан-Биен, Бен-Кат.

Глубина кровли отложений amN_2^1 колеблется в диапазоне от 63,8 до 261,4 м, глубина подошвы от 238 м до 369,4 м. Средняя глубина распространения варьирует от 293 до 331 м.

Аллювиально – морские отложения включают в себя 3 толщи:

Толща 1 (331-316 м): серо-зелёная супесь с дресвой и гравием. Среднее содержание дресвы 0-4,58%; песка 5,5-75,92%; алевроита 7,5-16,5%; глины 12-30%.

Толща 2 (316-309,5 м): серо-желтая, палевая супесь. Среднее содержание дресвы 0,92-1,08%; песка 75,08-98,82%; алевроита < 8%; глины < 16%.

Толща 3 (309,5-293,6 м): серо-белая, красновато-коричневая супесь, содержит карбонат. В том числе, дресвы < 0,7%; песка 25,8-73%; алевроита 12,8-39,14%; глины 14,2-32,5%.

Средняя мощность отложений amN_2^1 составляет 37,4 м.

На глубине 310 м, 318 м, 324 м нашли морские водоросли (*Streptomyces tamesis*; *Rhizosolenia bergomi*; *Thalassionema nitzschioides*). На глубине 327 м нашли пресноводные водоросли (*Synedra actinastroides*). На глубине 317 м, 324 м и 327 м нашли споры и пыльцу (*Polypodiaceae*, *Dacrydium*, *Magnoliaceae*, *Myrtus*)

Исходя из вышесказанного, генезис этого отложения является аллювиально – морским.

Мощность аллювиально – морских отложений (amN_2^1) варьирует от 6,5 м до 95 м, средняя 30-65 м. 120 проб аллювиально – морских отложений (amN_2^1) имеют среднее содержание дресвы 2,91%; песка 62,46%; алевроита 16,16%; глины 18,44%.

с – Морские отложения (mN_2^1)

Морские отложения (mN_2^1) распространены непрерывно в центре дельты, но не широко, в основном сосредоточены в области Кан-Тхо, Сок-Чанг, Ча-Винь, общей площадью 23000 км².

Глубина распространения морских отложений варьирует от 240 до 255 м. В составе пород этих отложений в основном светло-серый глинистый-алеврит с содержанием песка, который имеет 5-13,5% песка, 27-50% алевроита и 36-68% глины.

В морских отложениях нашли споры и пыльцу (*Sonneratia*, *Rhizophora*) и морские водоросли (*Cyclotella striata*; *Thalassiosira oestrupii*, *Paralia sulcata*....)

Морские отложения формируют водоупорный горизонт, распространённый непрерывно. Мощность этого водоупорного горизонта варьирует от 4 до 30 м.

2 – Занклский ярус (N_2^2)

Отложения занклского яруса распространены широко и непрерывно в центре дельты р. Меконг, которая включает в себя области I, II и IV (рис. 1.5). Большая часть площади области III не имеет этих отложений.

Отложения яруса выходят на поверхность в Юго-восточной области (рис. 1.5), которая включает в себя провинции Донг-Наи, Биен-Хоа. Значения глубин отложений N_2^2 имеют тренд увеличения в юго-восточном и юго-юго-восточном направлениях. Глубина распространения варьирует от 92 до 137,4 м, средняя составляет 20-80 м.

Отложения занклского яруса по генезису: аллювиальные (речные отложения) (а), морские отложения (м), аллювиально – морские отложения (ам).

а – аллювиальные отложения (aN_2^2)

Аллювиальные отложения яруса распространены прерывисто, в основном сосредоточены в области Кан-Тхо. Глубина распространения варьирует от 55 до 100 м. Средняя мощность составляет 24 м.

Аллювиальные отложения яруса включают в себя 4 толщи

Толща 1: в составе пород в основном светло-серый песок с гравием, который имеет 3,8% гравия, 78% алеврита и 18,2% песка, средний диаметр зёрен $Md = 0,182$, степень окатанности $Sf = 0,72$, зерна сферической формы $Ro = 0,314$.

Толща 2: в составе пород в основном светло-серый каолинит с гравием.

Толща 3: в составе пород в основном светло-серый песок с гравием, который имеет 0,2% гравия, 22,9% алеврита и 64,9% песка, 12% глины, средний диаметр зёрен $Md = 0,265$, степень окатанности $Sf = 0,728$, зерна сферической формы $Ro = 0,31$. Состав пород содержит циркон, турмалин, андалузит, ильменит.

Толща 4: в основном светло-серный каолинит с химическим составом (%): $\text{SiO}_2 = 72,90$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16,77$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,73$; $\text{FeO} = 0,14$; $\text{MnO} = 0,04$; $\text{MgO} = 0,39$; $\text{TiO}_2 = 0,81$; $\text{CaO} = 0,12$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,10$; $\text{K}_2\text{O} = 2,18$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,05$; $\text{H}_2\text{O}^- = 0,93$;

Аллювиальные отложения занклского яруса распространены непрерывно по линии гидрогеологических разрезов I, VII, IX (рис. 1.5), формирующей верхнеплиоценовый водоносный горизонт в дельте р. Меконг.

b – Аллювиально – морские отложения (amN_2^2)

Аллювиально – морские отложения (amN_2^2) распространены широко и непрерывно в центре дельты р. Меконг, которая включает в себя области I, II и IV (рис. 1.5). Большая часть площади области III не имеет этих отложений. Глубина распространения варьирует от 48,3 до 345 м. Мощность колеблется от 6,6 до 119,9 м. Средняя мощность 19,2 м.

Аллювиально – морские отложения (amN_2^2) обычно включает в себя 3 толщи:

Толща 1: в составе пород в основном серая супесь, в которой 68% песка, 12% алеврита и 19,1% глины, средний диаметр зёрен $\text{Md} = 0,057$ мм, степень окатанности $\text{Sf} = 0,69$, зерна сферической формы $\text{Ro} = 0,27$.

Толща 2: в составе пород в основном серо-голубой песок (приблизительно 100% песка), средний диаметр зёрен $\text{Md} = 0,146-0,153$, степень окатанности $\text{Sf} = 0,68-0,69$, зерна сферической формы $\text{Ro} = 0,27$. Минеральный состав породы: кварц достигает 62,52-71,9%; полевошпат 0,79-1,56%; гравий 3,42-13,03%.

Толща 3: в составе пород в основном фиолетово-коричневая глина с алевритом.

В этих отложениях нашли споры и пыльцу (*Coscinodiscus*, *Thalassiotterix nitxsebiodes*, *Eunotia lacus*, *Eunotia pectinalis*) и морские водоросли (*Polypodiaceae* gen. sp., *Schizae* sp., *Euphorbiaceae* gen. sp.)

с – Морские отложения (mN_2^2)

Морские отложения (mN_2^2) распространены широко и непрерывно из области Кан-Тхо (область II) в Ми-Тхо, Као-Лань, Тан-Хиеп (область IV), общая площадь 32500 км². Глубина распространения морских отложений варьирует от 38 до 63 м.

В составе пород этих отложений в основном алеврит, глина с песком. Содержание состава пород: 0,6–0,7% гравиев; 16,5–32% песка; 44,1–57,9% алеврита; 23,2–25% глины. Средняя мощность 13,5 м.

В этих отложениях нашли ископаемую фауну: *Ammonia annectens*; *Pseudorotalia* sp.; *Asterorotalia* sp.; *Textularia* sp и морские водоросли: *Polypodiaceae*; *Cyatheaceae*; *Acrostichum aureum*; *Quercus* sp.

Морские отложения (mN_2^2) распространены широко, сформированы в водоупорный верхнеплиоценовый горизонт в дельте р. Меконг. Но прерывистое распределение по линии гидрогеологических разрезов II, IV, V (рис. 1.5) может быть причиной для инфильтрации подземных вод нижнеплиоценового водоносного горизонта в этот горизонт.

1.2.2. Тектонические особенности

Дельта Юго Вьетнама расположена в основном в позднекайнозойском прогибе с большой толщиной отложений (1000 м). Этот прогиб возникал и развивался в погруженной зоне эоцен-олигоценовых отложений рифтового типа и в осадочных, эффузивных, интрузивных образованиях активной континентальной окраины древнего восточноазиатского типа позднеюрско-мелового возраста, в терригенно-карбонатных отложениях после столкновения плиты ранней-средней юры, в эффузивных и интрузивных образованиях среднего-позднего триаса, в терригенно-карбонатных отложениях Перми, раннего триаса и в образованиях пассивной континентальной окраины девона-раннего карбона.

Фундамент Кайнозойской впадины имеет возраст от девона до мела. А осадочный чехол эоцена-четвертичных систем, являющиеся осадочным чехлом,

разделяются на петрофизический, тектонический комплексы: рифт (эоцен-олигоцен) и шельф пассивной континентальной окраины (средний миоцен – четвертичный).

Для докайнозойских образований, 5 типов петрофизических, тектонических комплексов, разделенные Нгуен С.Б, Фам. Х.Л (2000г), характеризуются 5 периодами геодинамического режима.

Разломы в районе исследования выделяются на 4 основные системы (рис. 1.3):

- Система разломов северо-восточного – южно-западного простирания представлена двумя основными разломами: разлом Хонкуан-Кантхо со скользящей поверхностью на ЮВ. В целом, в Кайнозое активность этого разлома проявлялась в ослабленном виде. Разлом Канжуок-Чавинь развивался в олигоцене, активно разрастался в неогене и ослабевал в голоцене.
- Система разломов северо-западного – юго-восточного простирания состоит из групп разломов (Вамкодонг, Мокаи-Чаудок, Кешач-Кантхо, Жарай-Хонче). Эти разломы по этому простиранию активно развивались в Кайнозое, особенно в четвертичном периоде с верхним крылом на СВ и с лежащим крылом на ЮЗ.
- Разломы Рачжа, Шадек, Канжуок, Шокчанг, Камау приурочены к системе разломов широтного простирания. На основе стратиграфического анализа, эти разломы незначительно влияют на поднятие и опускание крыльев в Кайнозое.
- Система тектонических нарушений субмеридионального простирания включает в себя: разломы Канжо-Локнинь, Хатиен-Хонхоай, Фукуок-Хонбуонг. Разлом Канжо-Локнинь имеет направление падения на восток раннеюрской впадины. Вполне возможно, что в начале четвертичного периода эффузивная деятельность Локнинь, Хонкоан была связана с переактивацией этого разлома. Разлом Хатиен-Хонхоай, а также Фукуок-Хонбуонг в основном действовали в Мезозое. Таким образом, дельтовая равнина Намбо прошла 7 стадий геодинамического режима. Объект исследования приурочен к последней стадии.

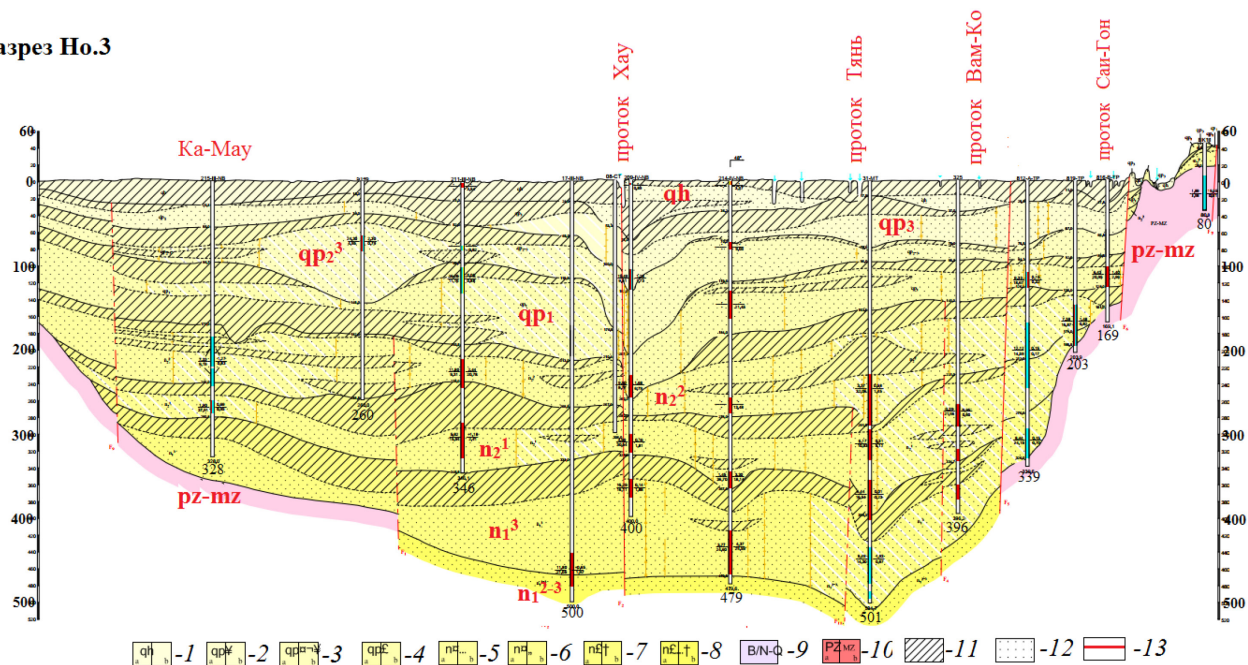
1.3. Гидрогеологическая условия дельты р. Меконг

1.3.1. Гидрогеологическая стратификация в дельте р. Меконг

Гидрогеологическая стратификация дельты р. Меконг выполнена на основе стандарта Советского Союза [5]. Водоносный горизонт – один или несколько водоносных слоев, характеризующихся общностью формирования и проявления в них движения воды и имеющих вследствие этого единую пьезометрическую поверхность. Водоупорный горизонт – один или несколько водоупорных или относительно водоупорных слоев, связанных общностью условий залегания и формирования в них порового давления. Результатом гидрогеологической стратификации в дельте р. Меконг являются десять горизонтов, в том числе, 8 отложений водоносных горизонтов, от голоценового до миоценового возрастов, один водоносный горизонт в четвертичных базальтах, один водоносный горизонт в докайнозойском фундаменте [54]:

1. Водоносный горизонт голоценовых отложений (qh)
2. Водоносный горизонт верхнеплейстоценовых отложений (qp_3)
3. Водоносный горизонт среднеплейстоценовых отложений (qp_2^3)
4. Водоносный горизонт нижнеплейстоценовых отложений (qp_1)
5. Водоносный горизонт верхнеплиоценовых отложений (n_2^2)
6. Водоносный горизонт нижнеплиоценовых отложений (n_2^1)
7. Водоносный горизонт верхнемиоценовых отложений (n_1^3)
8. Водоносный горизонт средне-верхнемиоценовых отложений (n_1^{2-3})
9. Порово-трещинный водоносный горизонт в базальтах ($b/n-q$)
10. Водоносный горизонт в трещинах докайнозойского фундамента ($pz-mz$)

Разрез №.3



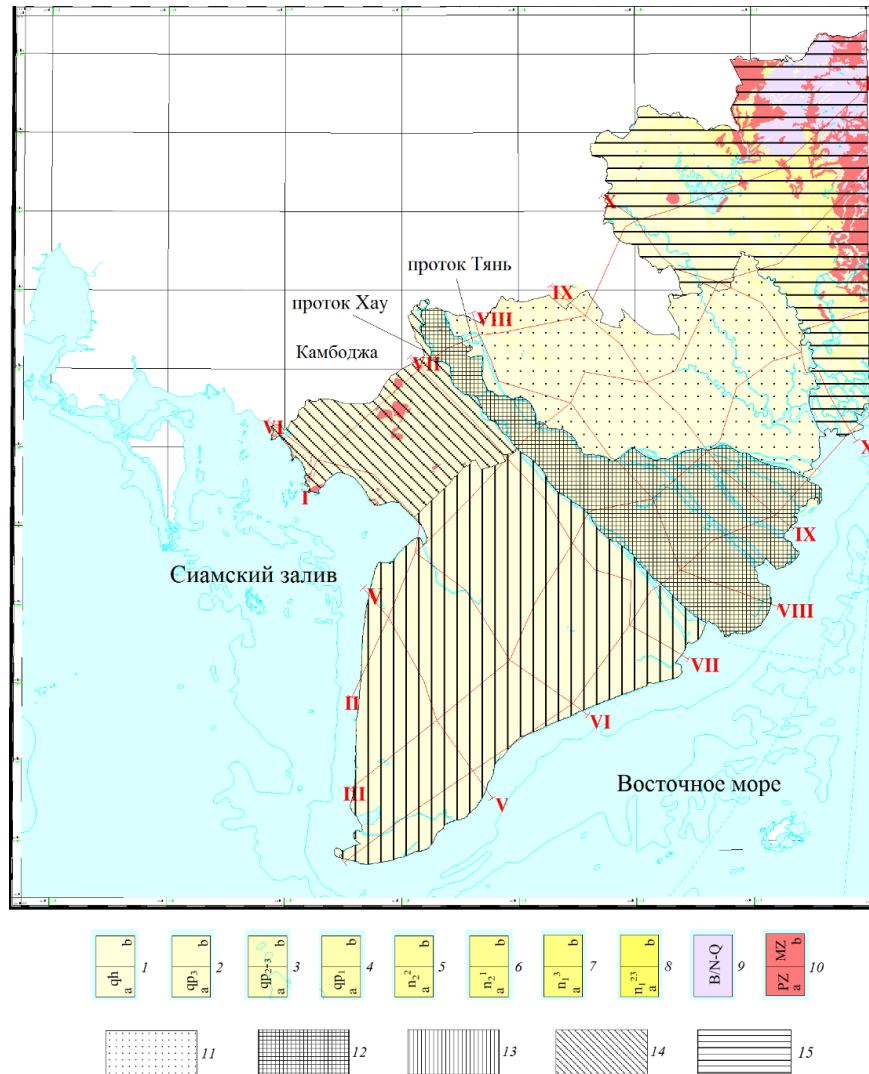
1-10 геологический возраст: 1 – голоценовых (qh); 2 – верхнеплейстоценовых (qr₃); 3 – среднеплейстоценовых (qr₂₋₃); 4 – нижнеплейстоценовых (qr₁); 5 – верхнеплиоценовых (n₂²); 6 – нижнеплиоценовых (n₂¹); 7 – верхнемиоценовых (n₁³); 8 – средне-верхнемиоценовых (n₁²⁻³); 9 – базальтах (b/n-q); 10 – докайнозойского фундамента (pz-mz); 11 – водоупорный горизонт; 12 – водоносный горизонт; 13 – разломы;

Рисунок 1.4 – Гидрогеологические разрезы по линии III

Кроме гидрогеологической стратификации, дельта Р. Меконг была разделена на 4 гидрогеологических бассейна, характеризующихся общностью геологического развития и формированием гидрогеодинамических, гидрогеологических и гидрогеотермических процессов. Их границами являются большие разломы дельты р. Меконг. В частности, выделены следующие бассейны:

- + 1-ый гидрогеологический бассейн называется областью Донг-Тьяп-Мый (I), которая имеет границу от разлома протока Тянь до разлома протока Вам-ко.
- + 2-ой гидрогеологический бассейн называется междуречьем (II), он находится между разломами протоков Тянь и Хау.
- + 3-ий гидрогеологический бассейн называется областью Ка-Мау (III).

+ 4-ый гидрогеологический бассейн называется областью Ты-Жак-Лонг-Суен (IV), находящийся на западе от разлома протока Хау, включающей в себя Рак-Жа – Ха-Тиен и Сиамский залив.



1 – голоценовый отложение; 2 – верхнеплейстоценовый; 3 – среднеплейстоценовый; 4 – нижнеплейстоценовых; 5 – верхнеплиоценовый; 6 – нижнеплиоценовый; 7 – верхнемиоценовый; 8 – средне-верхнемиоценовый; 9 – четвертичный базальт; 10 – докайнозойский фундамент; 11 – гидрогеологический бассейн Донг-Тьап-Мый (I); 12 – гидрогеологический бассейн междуречьем (II); 13 – гидрогеологический бассейн Ка-Май (III); 14 – гидрогеологический бассейн Ты-Жак-Лонг-Суен (IV); 15 – Юго-Восточная область;

Рисунок 1.5 – Гидрогеологические бассейны дельты р. Меконг

1.3.2. Гидрохимические характеристики подземных вод в дельте р. Меконг

В дельте р. Меконг общая минерализация водоносных горизонтов сильно колеблется. Распределение пресных и минерализованных вод в водоносных горизонтах очень сложное и имеет неоднородный характер в разрезе и в плане. Химический состав подземных вод разнообразен. Кроме средне-верхнемиоценового и голоценового водоносных горизонтов, содержащих в основном минерализованные воды, другие водоносные горизонты имеют большую часть пресных вод.

Виды выражения химического состава подземных вод водоносных горизонтов q_h , qr_3 , qr_{2-3} , qr_1 в основном Cl – Na, а водоносных горизонтов n_2^2 , n_2^1 , n_1^3 HCO_3 – Na.

Таблица 1.1 – Особенности общего химического состава подземных вод в дельте р.

Меконг (в виде сокращённых формул Курлова)

водоносные горизонты		Гидрогеологический бассейн							
		I		II		III		IV	
qh	Выражение	Cl-Na	Cl-SO ₄ -Na	Cl-Na	Cl-HCO ₃ -Na	Cl-Na	Cl-HCO ₃ -Na	Cl-Na	SO ₄ -Na-Ca
	соотношение %	61,76	11,76	44,07	8,47	63,08	7,69	66,67	33,33
qr₃	Выражение	Cl-Na	HCO ₃ -Cl-Na	Cl-Na	Cl-Na-Ca	Cl-Na	Cl-HCO ₃ -Na		
	соотношение %	18,18	16,17	20,00	20,00	50,00	18,75		

qr₂₋₃	Выражение	Cl-Na	HCO ₃ -Cl-Na	HCO ₃ -Na-Ca	HCO ₃ -Na	HCO ₃ -Na	HCO ₃ -Cl-Na	Cl-Na	Cl-Na-Ca
	соотношение %	22,58	11,29	27,94	11,76	33,33	15,00	33,33	33,33
qr₁	Выражение	Cl-Na	HCO ₃ -Cl-Na	Cl-Na	Cl-HCO ₃ -Ca	Cl-Na	HCO ₃ -Na	Cl-Na-Ca	Cl-HCO ₃ -Na
	соотношение %	36,84	15,79	38,46	23,08	24,00	24,00	33,33	33,33
n₂²	Выражение	HCO ₃ -Na	HCO ₃ -Cl-Na	Cl-Na	HCO ₃ -Na	HCO ₃ -Na	Cl-Na		
	соотношение %	23,87	18,06	53,85	15,38	60,00	20,00		
n₂¹	Выражение	HCO ₃ -Na	HCO ₃ -Cl-Na	Cl-Na	HCO ₃ -Cl-Na	HCO ₃ -Na	Cl-Na		
	соотношение %	38,67	20,00	27,27	18,18	45,45	36,36		
n₁³	Выражение	HCO ₃ -Na	HCO ₃ -Ca-Na	Cl-Na	Cl-HCO ₃ -Na	HCO ₃ -Na	Cl-HCO ₃ -Na		
	соотношение %	58,33	16,17	40,00	40,00	57,14	28,57		

В пресных водных областях виды выражения химического состава подземных вод водоносных горизонтов преимущественно $\text{HCO}_3\text{-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ и $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$.

Таблица 1.2 – Особенности химического состава пресных подземных вод в дельте р.

Меконг (в виде сокращённых формул Курлова)

водоносные горизонты	Гидрогеологический бассейн		
	I	II	III
qh	$\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$, Cl-Na	$\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Na}$	$\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$
qpз	$\text{HCO}_3\text{-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$	$\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$, Cl-Na-Ca	$\text{HCO}_3\text{-Cl-Na-Ca}$, $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$
qp2-3	$\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na-Ca}$, Cl-Na	$\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na-Mg}$, $\text{HCO}_3\text{-Na}$	$\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$
qp1	$\text{HCO}_3\text{-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Ca}$	$\text{HCO}_3\text{-Na-Mg}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$	$\text{HCO}_3\text{-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na-Ca}$
n2²	$\text{HCO}_3\text{-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$, $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$, Cl-Na	$\text{HCO}_3\text{-Na}$, $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$	$\text{HCO}_3\text{-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$
n2¹	$\text{HCO}_3\text{-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$, $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$, Cl-Na	$\text{HCO}_3\text{-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$	$\text{HCO}_3\text{-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$
n1³	$\text{HCO}_3\text{-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$	$\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Na}$	$\text{HCO}_3\text{-Na}$

Таблица 1.3 – Характеристики общей минерализации подземных вод в дельте р.
Меконг

ВОДОНОСНЫЕ горизонты	M (g/l)	I	II	III	IV
qh	Min - Max	0,17 - 29,02	0,13 - 27,70	0,09 - 31,01	0,40 - 6,11
	преимущественно	1,21 - 5,90	0,62 - 3,37	0,51 - 11,43	0,80 - 1,81
qpз	Min - Max	0,04 - 21,33	0,25 - 9,84	0,64 - 7,28	
	преимущественно	< 0,10	< 0,80	> 1,0	
qp2-3	Min - Max	0,04 - 17,11	0,53 - 9,53	0,07 - 12,73	1,12 - 6,82
	преимущественно	0,10 - 0,50	0,60 - 0,90	0,40 - 0,80	> 1,0
qp1	Min - Max	0,03 - 22,15	0,54 - 24,14	0,05 - 14,04	0,89 - 13,35
	преимущественно	1,0 - 4,0	> 6,0	0,50 - 1,0	> 1,0
n2²	Min - Max	0,03 - 28,71	0,6 - 27,38	0,71 - 20,78	
	преимущественно	0,10 - 0,50	> 3,0	0,80 - 3,0	
n2¹	Min - Max	0,04 - 20,18	0,72 - 21,83	0,33 - 24,93	
	преимущественно	0,20 - 0,60	0,80 - 1,80	0,70 - 2,40	
n1³	Min - Max	0,17 - 5,15	0,65 - 27,10	0,75 - 3,92	
	преимущественно	< 0,70	1,31 - 2,71	1,15 - 2,04	

Таблица 1.4 – Гидрогеологические свойства водоносных горизонтов

Гидрогеологические свойства	Водоносные горизонты					
	qr ₃	qr ₂₋₃	qr ₁	n ₂ ²	n ₂ ¹	n ₁ ³
Площадь распределения F, km ²	39.468	39.279	39.340	36.267	34.546	31.560
Площадь распределения минерализованных вод F _м , km ²	28.974	24.338	25.694	22.253	18.277	21.170
Площадь распределения пресных вод F _п , km ²	10.494	14.941	13.647	14.014	16.269	10.390
Мощность m, m	29,14	41,45	38,16	51,33	53,78	58,79
Гидростатический уровень Н, m	41,98	88,04	143,22	198,13	243,12	374,66
Водоотдача, μ	0,20	0,19	0,18	0,18	0,17	0,15
Упругая водоотдача, μ*	0,00470	0,00320	0,00300	0,00030	0,00005	0,00005

1.4. Проблемы водоснабжения дельты р. Меконг

В настоящее время население дельты р. Меконг составляет более 17-ти миллионов человек, что составляет более 20-ти % от населения всего Вьетнама.

Источником питьевой воды региона в основном служат воды мелиоративных каналов, которые обычно загрязнены, имеют повышенную минерализацию и не могут быть использованы без специальной водоподготовки.

В связи с тем, что периоды начала сезона дождей в регионе часто смещены во времени, условия заполнения главных протоков в дельте р. Меконг, а значит и условия питания подземных вод верхних горизонтов изменяются. Так в 2015 году сезон дождей начался поздно и закончился рано. И уровень воды в р. Меконг упал до самых низких отметок уровней по сравнению с 90-ыми годами. В таких условиях влияние засоления на сельскохозяйственное производство проявилось в значительной степени. Этот процесс прежде всего отразился на минерализации, как отдельных протоков Р. Меконг, так и на территории всей дельты.

Так в устье протоки Вам-Ко: максимальная величина солёности воды достигла значения 8,1 г/л и превысила среднегодовую минерализации (5,9 – 6,2 г/л). С удалением в верх по течению протоки на 90-93 км увеличение минерализации составило около 4-х г/л.

В устье протоки Тянь максимальная величина солёности воды достигла значения значений 14,6 – 31,2 г/л, что существенно превышает среднегодовую величину (3,2 – 12,4 г/л). С удалением в верх по течению протоки на 45-65 км увеличение минерализации так же составило около 4-х г/л, что превышает среднегодовое значение на удалении 20 – 25 км от устья. Аналогичная картина наблюдается в пределах проток Хау и Каи.

Очевидно, что изменение климата является одной из главных причин увеличения солёности воды в дельте р. Меконг, которая непосредственно влияет на сельскохозяйственное производство и жизнь людей в этом регионе. Этот факт проявляется следующим образом:

В районе 45 км от береговой линии запасы пресных подземных вод очень малы, а эксплуатировать для целей орошения воды из поверхностных водоисточников (каналов и протоков) невозможно, в связи с их повышенной минерализацией. Поэтому водоснабжение и инженерная мелиорация столкнулись со многими трудностями.

С удалением от береговой линии в глубь континента на 70 – 75 км, минерализация поверхностных вод обычно составляет величину менее 4 г/л. Однако, если сезон дождей «задерживается» по времени, засоленность поверхностных вод будет возрастать, и этот процесс также оказывает негативное влияние на сельскохозяйственное производство и условия жизни людей в этом районе.

Минерализация к концу 2015 года повлияла на производительность около 90000 гектаров риса. В 2016 году влияние составило 104.000 гектаров.

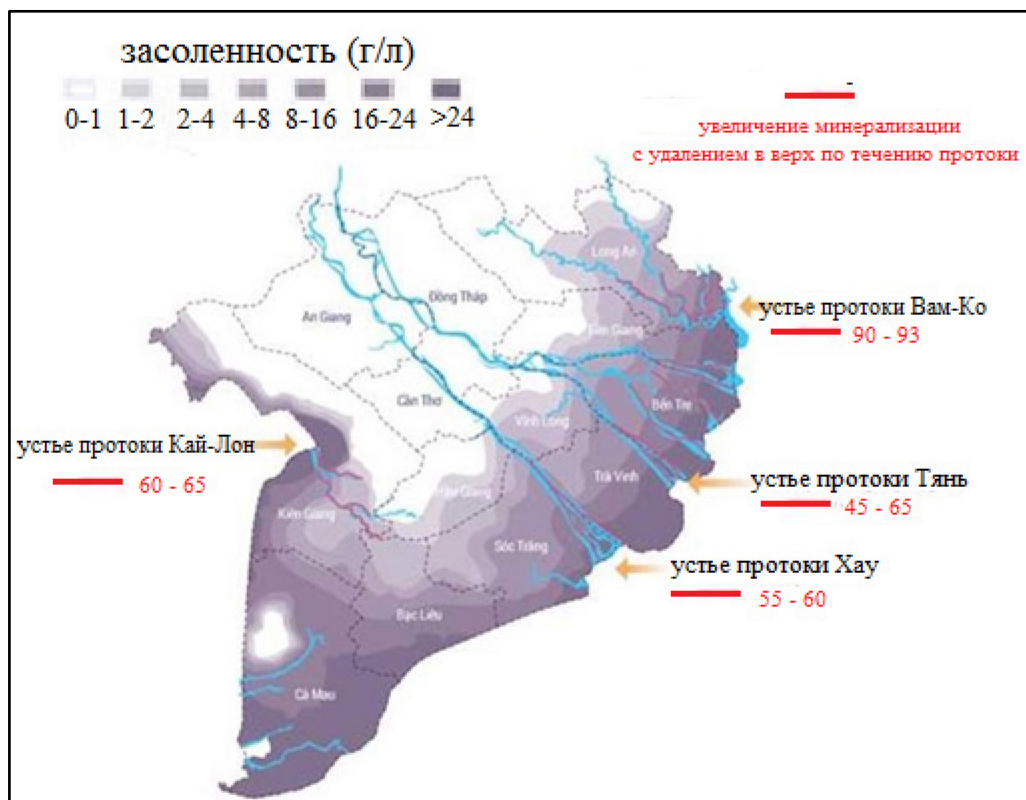


Рисунок 1.6 – Карта засоленности дельты р. Меконг

Таким образом, из-за повышенной минерализации поверхностных вод, фактический эксплуатационный расход подземных нарастает достаточно быстро. Поэтому пьезометрические уровни водоносных горизонтов имеют ежегодный тренд снижения, а их изменения носят сезонный характер. Максимальные отметки положения пьезометрического уровня характерны для влажного сезона (октябрь), минимальные – для сухого сезона (апрель).

Кроме того, в исследованиях эффекта изменения климата в дельте р. Меконг, Лаурой Э. Эрбан [73] доказано, что эксплуатация подземных вод является основной причиной просадки поверхности земли в прибрежных районах, которая создает опасность затопления сельскохозяйственных земель и наводнения, что усугубляется угрозой повышения уровня моря.

Предположительно, уплотнение осадочных слоев в этих местах вызывает проседание поверхности земли со средней скоростью 1,6 см/год. Если эксплуатация подземных вод продолжится с прежней интенсивностью, к 2050 году просадка составит 0,88 м.

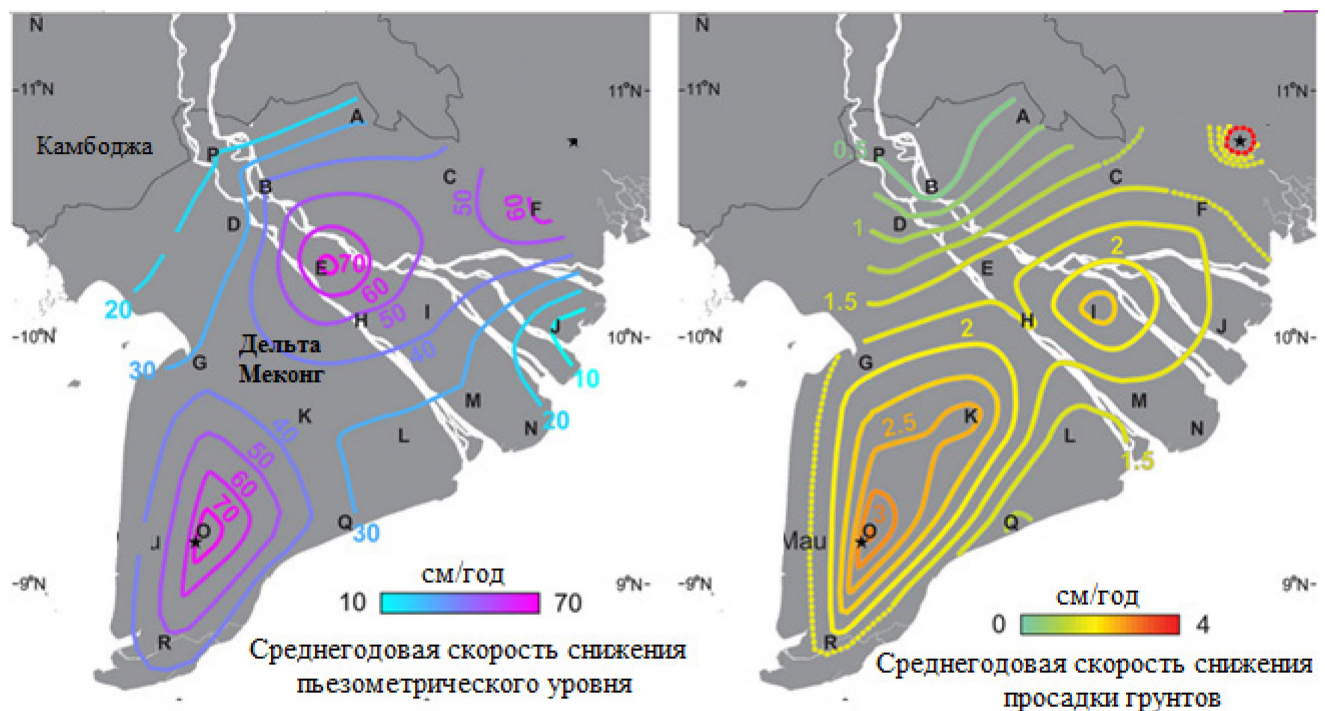


Рисунок 1.7 – Карта среднегодовой скорости снижения пьезометрического уровня и просадки грунтов

Таким образом, рост населения, изменение климата, увеличение минерализации поверхностных вод, просадка грунтов и другие проблемы осложнили планирование, управление и использование водных ресурсов дельты р. Меконг. Поэтому исследование подземных вод глубоких водоносных горизонтов для целей

водонабжения является актуальным вопросом, влияющим на сельскохозяйственное производство и условия жизни населения в дельте р. Меконг.

Статические запасы подземных вод в дельте р. Меконг составляют 61.637.315 м³/сут. Они сосредоточены в голоценовых (QIV), плейстоценовых (QIV³, QIV²⁻³, QIV¹), плиоценовых (N₂², N₂¹) и миоценовых (N₁³) отложениях, содержащих преимущественно пластово-поровые воды. Докембрийские образования фундамента и перекрывающие разрез четвертичные базальты содержат трещинные воды. Особенность гидрогеологических условий региона в том, что многие части разреза содержат воды с повышенной минерализацией. Запасы пресных подземных вод ограничены, и их распределение весьма неравномерно, как по площади, так и по разрезу.

Таблица 1.5 – Запасы подземных вод в дельте р. Меконг

Водоносные горизонты	Запасы подземных вод, м ³ /сут.
Пресные воды	22.512.989
qr ₃	2.002.106
qr ₂₋₃	4.441.642
qr ₁	3.602.421
n ₂ ²	4.398.655
n ₂ ¹	5.064.118
n ₁ ³	3.004.047
Минерализованные воды	39.124.326
qr ₃	6.409.189
qr ₂₋₃	6.653.670
qr ₁	7.036.614
n ₂ ²	7.575.821
n ₂ ¹	5.498.734
n ₁ ³	5.950.298

Результаты оценки ресурсного потенциала подземных вод в дельте р. Меконг показали, что запасы подземных вод дельты р. Меконг являются огромными, но исследование и оценка не детализированы сполна, поэтому эксплуатация столкнулась со многими трудностями. Эксплуатация четвертичных водоносных горизонтов не решает всех проблем водоснабжения региона (табл. 2.5). Например, водоотбор из горизонта qr_{2-3} превышает его эксплуатационные возможности. Также следует учитывать, что качество и водообильность неглубоких водоносных горизонтов (qh , qr_3 , qr_1) напрямую зависит от изменения климата, вторжения морской солёной воды и антропогенного загрязнения. Поэтому в планировании эксплуатации подземных вод дельты р. Меконг наибольшие перспективы связывают с плиоценовыми водоносными горизонтами. Их общие потенциальные запасы (водоносные горизонты n_2^1 и n_2^2) составляют 22.537.288 м³/сут., что составляет 36,6% от общих запасов подземных вод всего региона. Однако из этой суммы запасы пресной воды составляют только 9.462.773 м³/сут. (42% от общих запасов пресной воды).

Таблица 1.6 – Характеристика эксплуатации подземных вод в дельте р. Меконг

Водоносные горизонты	Оцененные эксплуатационные запасы*, м ³ /сут.	Фактический эксплуатационный расход подземных вод в 2010г, м ³ /сут.	Эксплуатационные возможности водоносных горизонтов, м ³ /сут.
qh		17,851	
qr_3	400.421	114.945	285.476
qr_{2-3}	888.328	977.514	-89.186
qr_1	720.484	130.077	590.407
n_2^2	879.731	477.359	402.372
n_2^1	1.012.824	87.652	925.172
n_1^3	600.809	118.235	482.574
Всего	4.502.597	1.905.782	2.596.815

*Примечание. Оцененные эксплуатационные запасы подземных вод составляет 20% от общих запасов пресных подземных вод.

Несмотря на то, что фактический эксплуатационный расход подземных вод составляет только 3% от общих их запасов, положение пьезометрического уровня имеет ярко выраженный тренд к снижению (рис. 1.3, 1.4). Этот факт позволяет заключить, что эксплуатационная нагрузка на подземные воды в пределах каждого горизонта и распределение эксплуатационных скважин в дельте р. Меконг не являются оптимальными.

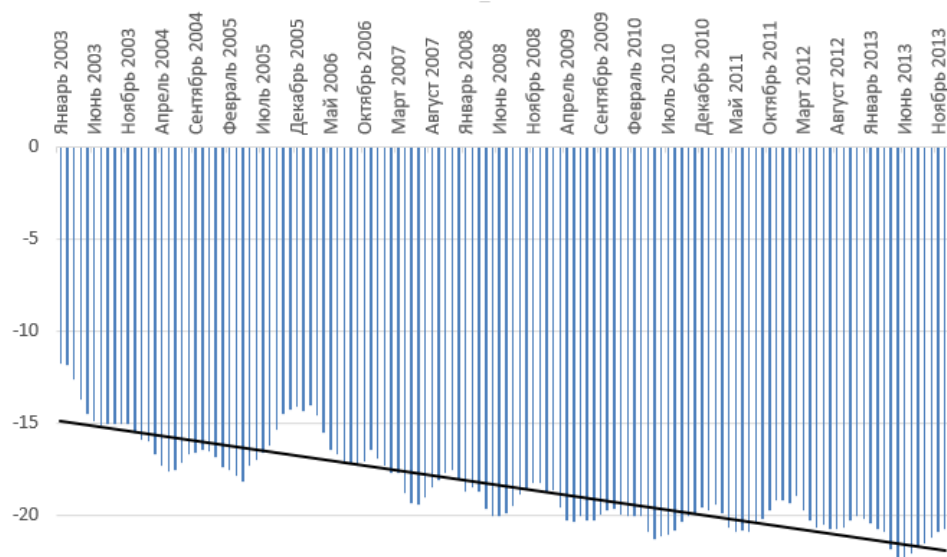


Рисунок 1.8 – График изменения положения пьезометрических уровней верхнеплиоценового водоносного горизонта в 2003-2013 гг

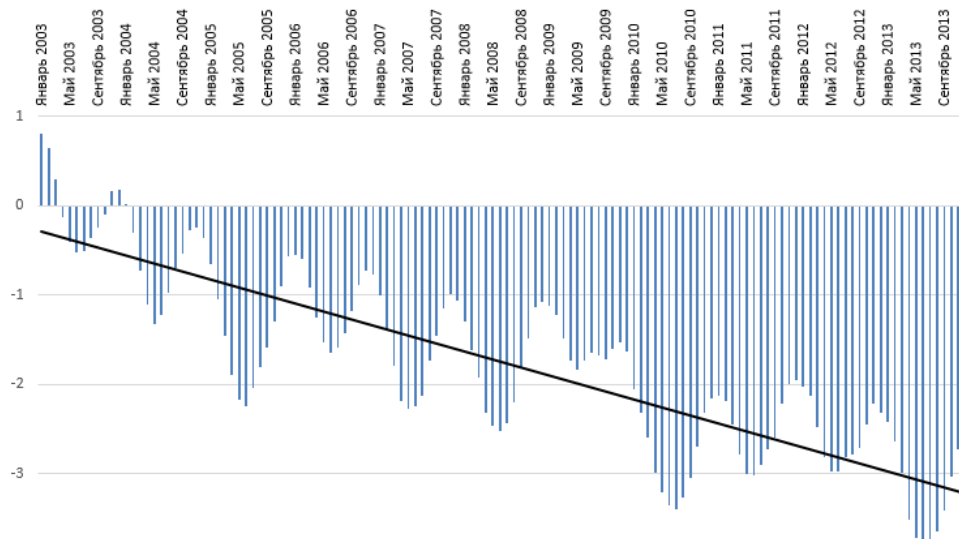


Рисунок 1.9 – График изменения положения пьезометрических уровней нижнеплиоценового водоносного горизонта в 2003-2013 гг

Подземные воды голоценового водоносного горизонта в основном являются минерализованными и загрязненными. Однако, несколько некоторые участки этого водоносного горизонта ещё эксплуатируются для целей сельского хозяйства.

Распределение пресных и минерализованных вод в водоносных горизонтах четвертичного, плиоценового, миоценового возрастов носит очень сложный и неоднородный характер. В прибрежных районах провинций Лонг-Ан, Тянь-Жанг, Бен-Че, Ча-Винь величина минерализации подземных вод достаточно велика и достигает 31,01 г/л. Пресные воды эксплуатируются с глубин более 300 м. А в прибрежных районах провинций Бен-Че и Го-Конг. пресные воды не обнаружены. В западных районах провинций Ча-Винь, Сок-Чанг, Бак-Лю и Ка-Мау отмечается хорошее качество подземных вод и пресные воды эксплуатируются с глубин более 100 м.

В западных прибрежных районах провинций Ка-Мау, Киен-Жанг пресные воды обнаружены и эксплуатируются на глубинах 120 -150 м. Однако, в некоторых районах пресные воды на глубине более 200 м. отсутствуют.

Как показано выше, изучение подземных водных ресурсов в дельте р. Меконг не носит систематического характера, что затрудняет разработку оптимального режима их эксплуатации. Тем не менее, в пределах изучаемого региона отмечается региональное снижение пьезометрического уровня, засоление и проседание грунтов в дельте р. Меконг. В таких условиях главной задачей исследований является оценка условий формирования подземных вод дельты р. Меконг, на которую должна в дальнейшем опираться система их эксплуатации. В этой связи приоритетное значение имеют глубокие водоносные горизонты, особенно водоносные горизонты n_2^1 и n_2^2 , суммарные эксплуатационные возможности которых составляют 54,2% от суммарных эксплуатационных возможностей водоносных горизонтов всего региона.

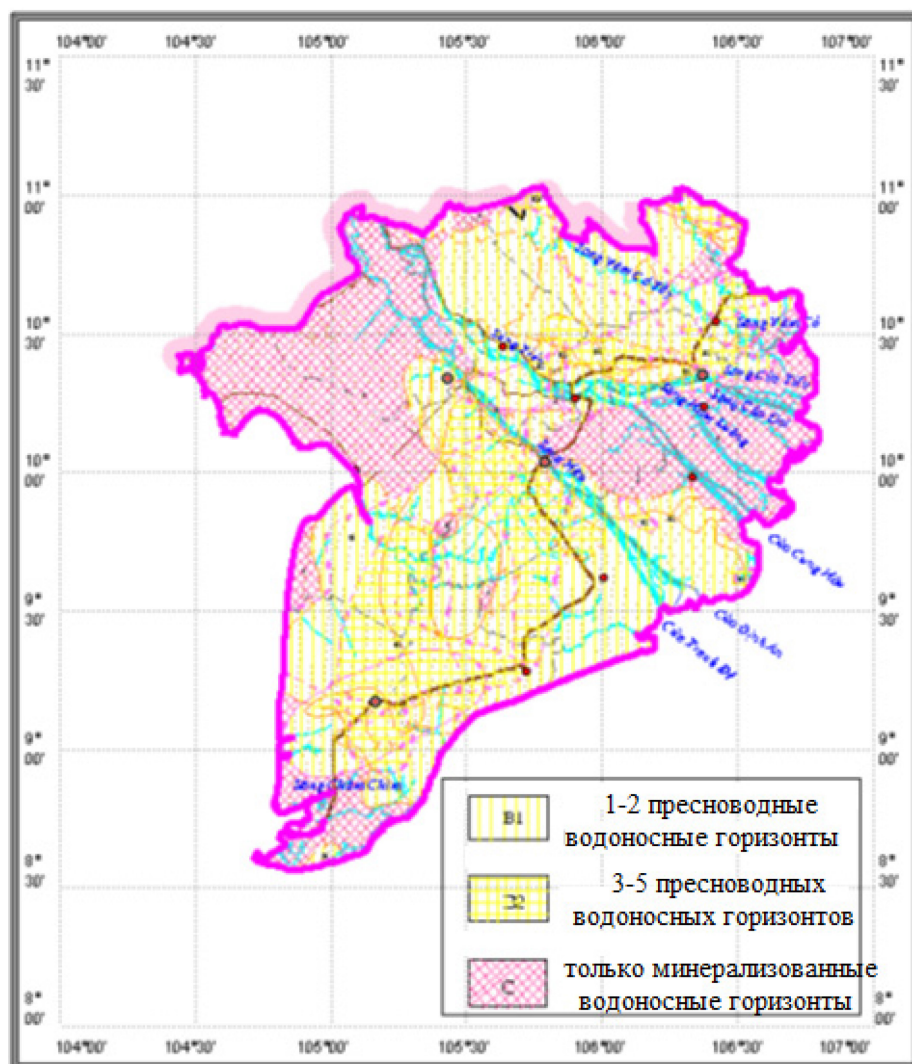


Рисунок 1.10 – Карта распределения минерализованных и пресных вод в водоносных горизонтах в дельте р. Меконг

ГЛАВА 2

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ, ОРИЕНТИРОВАННЫХ НА ИЗУЧЕНИЕ ГЕНЕЗИСА ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ДЕЛЬТЕ Р. МЕКОНГ

В изучении вопросов формирования и движения подземных вод в дельте Меконг можно условно выделить 2 этапа.

Первый этап частично связан с работами французских геологов, ориентированных на изучение общих геолого-гидрогеологических условий региона (до 1975г.) и региональными исследованиями вьетнамских специалистов для целей строительства и водоснабжения в регионе.

В начале 20-го века Lantenois H. (1915), Bourrel R. (1924), Fromaget J. (1929), Jacob C. (1932) выполнили первые геолого-гидрогеологические исследования в дельте р. Меконг [31]. В 1935 - 1937 гг. Саурин Е. составил первую геологическую карту Индокитая включая дельту Р. Меконг масштаба 1:500 000. В 1958 - 1961 гг. Мурман Ф. Р. [34] завершил свои агромелиоративные исследования построением почвенной карты Южной Вьетнама масштаба 1:1 000 000 [71]. После воссоединения северной и южной частей страны в составе Социалистической Республики Вьетнам (1975г.), геологи Вьетнама приступили к детальным геолого-гидрогеологическим исследованиям для целей строительства и водоснабжения региона.

В 1976 - 1980 гг. Нгуен С. Б. построил геологическую карту Южной части Вьетнама масштаба 1:500 000. В процессе построения этой карты впервые дельта Р. Меконг была изучена и выделена самостоятельно. В процессе построения карты кайнозойский были выделены и детально изучены на основании исследований разрезов опорных скважин.

В 1981 - 1991 гг. Хоанг Н. К. и Нгуен Н. Х. построили геологическую карту Южной части Вьетнама масштаба 1:200000. Это исследование имеет детальную стратиграфическую характеристику региона и основана на анализе данных опорных разрезов и современной стратификации. Эта карта явилась основой для всех последующих геолого-гидрогеологических геологических исследований дельты р.

Меконг и всех дальнейших построений связанных с оценкой условий формирования и динамики подземных вод региона.

Второй этап мы выделяем в соответствии с основной задачей нашей работы. Он ориентирован на решение проблемы определения возраста подземных вод и оценки условий их формирования на основе изотопного анализа. Основными исходными данными, которые положены в основу решения этой проблемы являются результаты исследований, полученные на первом этапе и собственные исследования автора, полученные в процессе работы в Департаменте изотопной гидрогеологии, ядерного центра Хошимина.

Использование изотопного анализа в гидрогеологических исследованиях сформировалось, как самостоятельное направление относительно недавно – в 40-х годах прошлого столетия. Стабильные изотопы водорода и кислорода являются единственными компонентами подземных вод, позволяющими изучать генезис прямыми методами. Включение в сферу гидрогеологических исследований естественных радиоактивных изотопов (в первую очередь трития и радиоуглерода) дало возможность прямыми методами определять возраст подземных вод, оценивать время их пребывания в водоносных горизонтах и комплексах, а это в свою очередь (в совокупности со стабильными изотопами) позволило получить достоверную информацию о формировании естественных ресурсов и запасов подземных вод на территориях с различными климатическими условиями, а также оценивать их естественную защищенность от поверхностного техногенного загрязнения.

На первом этапе (1940-1950 гг.) использовались стабильные изотопы кислорода, водорода (значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD) и изотопа трития (^3H), затем появились примеры использования других изотопов (^{13}C , ^{14}C , ^{81}Kr , ^4He , и др.). Стабильные изотопы используются в качестве маркеров, для оценки условий происхождения и формирования природных вод. Радиоактивные изотопы используются для определения абсолютного природного возраста.

Сущность изотопных методов заключается в том, что в результате физико-химических процессов и ядерных превращений элементный состав воды и растворенных веществ приобретает характерные «изотопные метки», которые позволяют проследивать эволюцию водных масс во времени и пространстве. Этим естественно-изотопные методы коренным образом отличаются от изотопно-индикаторных. В первом случае изучается распределение естественных изотопов, во втором – изотопные индикаторы (трассеры) вводятся в изучаемые объекты, например, в подземные воды.

Все естественные изотопы, используемые в гидрогеологии, можно разделить на изотопы, входящие непосредственно в состав водных молекул, и изотопы растворенных веществ. Кроме того, они делятся на стабильные, не претерпевающие радиоактивных самопроизвольных превращений, и радиоактивные, количество которых уменьшается в результате радиоактивного распада. Среди последних выделяют природные долгоживущие радиоактивные изотопы (элементы), существующие на Земле с момента ее образования (сюда входят также и продукты радиоактивного распада этих изотопов) и радиоактивные изотопы, образующиеся в результате взаимодействия космических лучей с атмосферой, гидросферой и литосферой. Общее равновесное количество этих изотопов на Земле остается примерно постоянным во времени, т.к. их убыль за счет радиоактивного распада компенсируется процессами образования (т.е. наблюдается кинетическое равновесие). Эти изотопы принято называть «космогенными», подчеркивая тем самым их связь с космическими лучами. Кроме перечисленных групп, в настоящее время можно также выделить группу радиоактивных техногенных изотопов, образование которых связано с деятельностью человека. В связи с этим в последние годы термин «естественные изотопы» в отечественной и зарубежной литературе все чаще заменяется понятием «изотопы окружающей среды» (environmental isotopes). В результате испытаний ядерного оружия, работы АЭС и заводов по переработке

ядерного горючего, а также других предприятий, использующих радионуклиды в технологических процессах, во внешние оболочки Земли поступило большое количество радиоактивных изотопов водорода, углерода, хлора, цезия, стронция, йода, благородных газов и некоторых других элементов. Распределение этих изотопов приобрело региональный, и даже глобальный характер, они оказываются практически неотличимыми от естественных изотопов и могут использоваться в качестве «изотопных меток» при изучении различных процессов, происходящих в атмосфере и гидросфере Земли.

Эти результаты привели к созданию «Глобальной сети мониторинга изотопов в атмосферных осадках» (GNIP), в которой фиксируются стабильные отношения изотопов и содержание трития в осадках. Всего создано в период с 1953 по 2006 гг. создано 830 станций мониторинга. Созданная база данных ориентирована на решение двух основных вопросов: 1) определение происхождения и формирования подземных вод; 2) определение возраста подземных вод

Ниже, на рис. 2.1 показана схема «Глобальной сети мониторинга изотопов в атмосферных осадках» (GNIP).

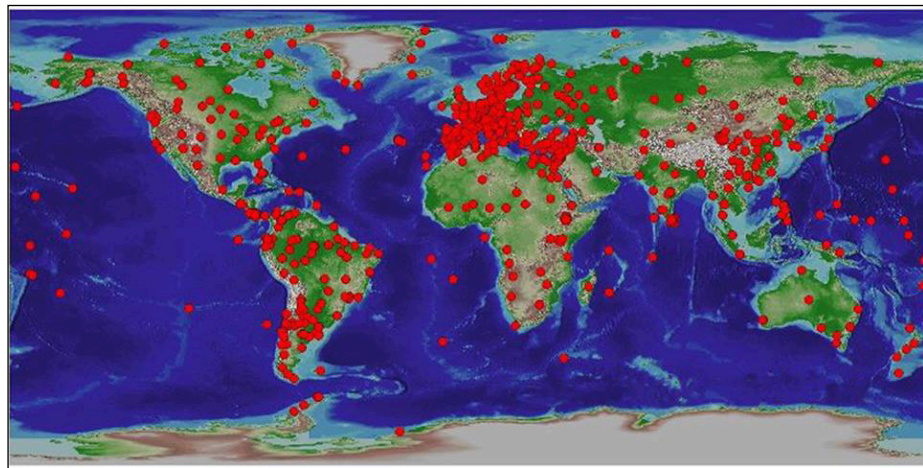


Рисунок 2.1 – Схема расположения глобальной сети станций мониторинга изотопов в атмосферных осадках GNIP

Первые результаты исследований в области изотопной гидрогеологии публиковались Дансгаардом, Энштейном и Майедей, Фридманом в 1953 году [55]. В

этих работах была доказана линейная корреляция между стабильными изотопами кислорода ^{18}O и дейтерия. В 1961 году Хармон Крейг построил глобальную линию характеризующих линейную корреляцию этих изотопов для метеорных вод (линия Крейга) [64].

В 2003 году изучение метеорных вод в районе г. Кампонг-Стринг, (Камбоджа,) позволили Наоки Кабея оценить соотношение между стабильными кислородом и дейтерием в этом регионе. Результат исследования показал, что угловой коэффициент линии метеорных вод для этой области является 7,95 и почти равен угловому коэффициенту линии Крейга [69]

В 2005 году, на основе данных 8 станции мониторинга глобальной сети изотопов в осадках GNIP в северо-западном Китае, Джианронг и др. также построил линию метеорных вод для этой области с угловым коэффициентом 7,42 [74].

В 2011 году, Жанг Синьпин также построил линию метеорных вод для области Восточной Азии с угловым коэффициентом 7,63 [92]. Таким образом было установлено, что линия Крейга не может быть одинаково представительна для всех регионов мира. Каждая область имеет свою линию метеорных вод, которая называется *локальной линией метеорных вод*.

В дельте р. Меконг на основе данных 3 станции мониторинга стабильных изотопов с 2007 по 2015, Нгуен К.Ч и др. определили угловой коэффициент линии метеорных вод 6,55. Результат этого исследования является важной основой для исследования происхождения и формирования подземных вод по методу изотопной гидрогеологии в дельте р. Меконг [78].

Можно констатировать, что формирование подземных вод дельты р. Меконг является сложной проблемой, которая до настоящего времени не имеет однозначного решения. До 1982 года считается, что водоносные горизонты дельты р. Меконг не имеют область питания и инфильтрационное питание из современных метеорных вод для глубоких горизонтов. Минерализованные воды имеют седиментогенный генезис

(захороненные морские воды), сохранившиеся с прошедших геологических периодов и не участвующие в течение продолжительного периода времени в геологическом круговороте воды.

В 1982 году изотопная гидрогеология начала использоваться для изучения формирования подземных вод в неглубоких горизонтах. В этом исследовании Чан К. Т. и Arranyossy J.F. [72] показали, что подземные воды формируются в основном за счёт инфильтрации метеорных вод. Кроме того, подземные воды этих горизонтов получают инфильтрационное питание из современных метеорных вод. В этих исследованиях не были определены область питания и разгрузки, а глубокие горизонты не исследовались.

В 1983 году завершена гидрогеологическая карта масштаба 1:500 000 дельты р. Меконг. Впервые геологическая информация и гидрогеологические условия на территории дельты р. Меконг синтезированы и обобщены.

С 1983 по 2001 год Нгуен К.Ч и др. [78], изучая неглубокие водоносные горизонты с использованием изотопной гидрогеологии в дельте р. Меконг, ещё раз подтвердили, что подземные воды формируются в основном за счёт инфильтрации метеорных вод. Пресные – инфильтрационные воды имеют современный генезис и движутся из области питания на территории дельты р. Меконг и Камбоджи. А минерализованные имеют морской генезис. Направление потока неглубоких горизонтов ориентировано в основном с северо-востока дельты р. Меконг до его центра, потом разгружается в восточное море. Кроме того, обнаружено, что подземные воды в неглубоких горизонтах имеют гидравлическую связь друг с другом и с рекой Меконг.

С 1984 до 2015 года выполнялся ряд проектов, связанных с поиском и оценкой ресурсов подземных вод в дельте р. Меконг для отдельных провинций: Ха-Тиен (1984), Рач-Гиа (1987), Ча-Винь (1989), Ми-Тхо (1989), Тан-Ан (1990) и в ряде других.

В 1985 году Нгуен Д. Л. и др. оценивали гидрогеологические условия дельты р. Меконг для планирования эксплуатации подземных вод.

В 1986 году Бу В.Н. и Georges Senter оценивали запасы подземных вод области Донг-Тхап-Мыи в дельте р. Меконг для использования подземных вод для целей водоснабжения [81]. В этом же году выполнялись проекты: «Ресурсы подземных вод в юге Вьетнама» (автор Чан Х.Ф.); «Расследование, поиск и оценка подземных вод в дельте р. Меконг» (автор Чан Л.) и проект «Определение водно-физического свойства горных пород в дельте р. Меконг» (автор Бу В. Н.). На основе результатов этих проектов была создана база данных для исследования и эксплуатации подземных вод в дельте р. Меконг.

В 1996 году на основе гидрогеохимических построений [56] До Т.Х обосновал вывод о том, что в неглубоких горизонтах минерализованные воды имеют седиментационный генезис и были сформированы во время Фландрской трансгрессии, а формирование минерализованных вод глубоких горизонтов является следствием растворения вмещающих пород горизонтов. Пресные воды имеют инфильтрационный генезис, так как они не получают инфильтрационного питания за счет современных метеорных вод.

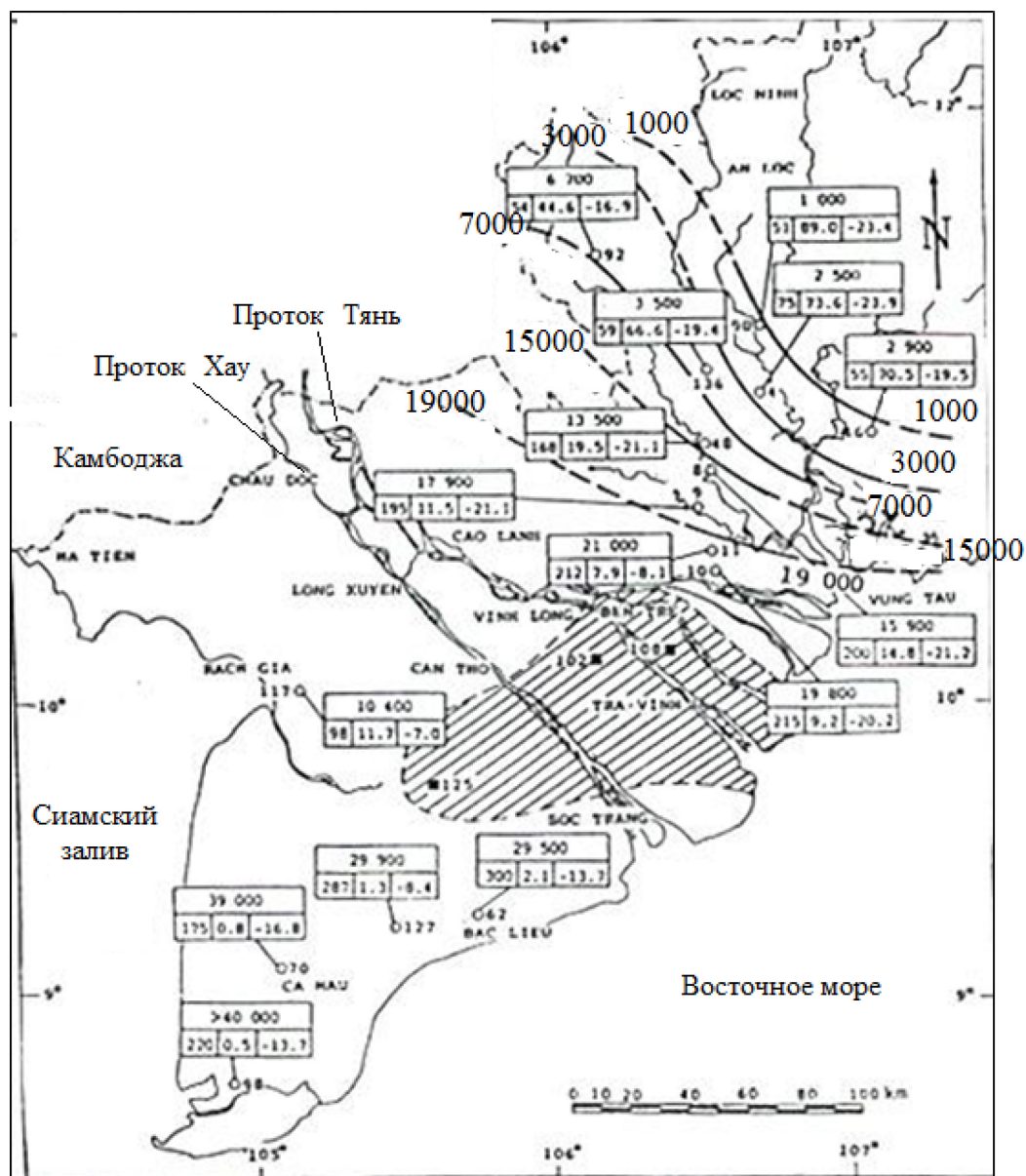
В 1998 году впервые были использованы результаты определения возраста по радиоактивному углероду ^{14}C . Были построены карты возраста подземных вод, которые не могли быть однозначно интерпретированы, поскольку количество точек отбора проб было ограничено. После 2001г. было установлено, что плиоценовый водоносный горизонт имеет 2-х членное строение и были выделены верхний и нижний плиоцен. Поэтому результаты исследования этого горизонта до 2001г. признаны некорректными и вопрос происхождения подземных вод дельты р. Меконг не был окончательно согласован, поскольку количество отобранных проб не было достаточным, и сам отбор проб был выполнен только в верхней части горизонта.



I – изохроны подземных вод плиоценового водоносного горизонта;

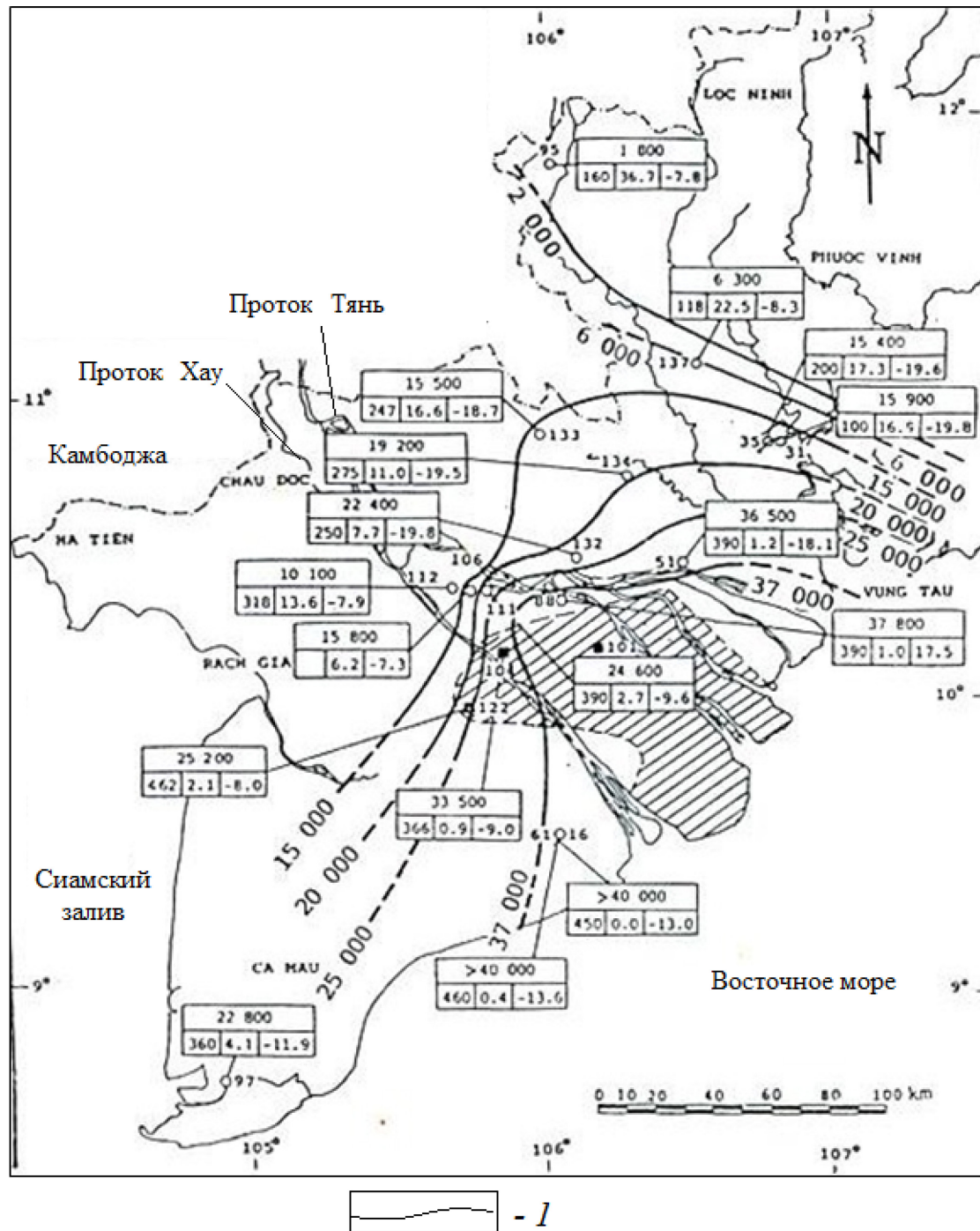
Рисунок 2.2 – Карта возраста плиоценового водоносного горизонта в 1998 году

После 2003 года из-за увеличения эксплуатационного расхода, исследование глубоких горизонтов стало актуальным и Нгуен К.Ч. разделил имеющиеся пробы плиоценового горизонта на верхнеплиоценовые и нижнеплиоценовые. Количество проб на два новых горизонта оставалось недостаточным.



l – изохроны подземных вод верхнеплиоценового водоносного горизонта;

Рисунок 2.3 – Карта возраста верхнеплиоценового водоносного горизонта в 2003 году

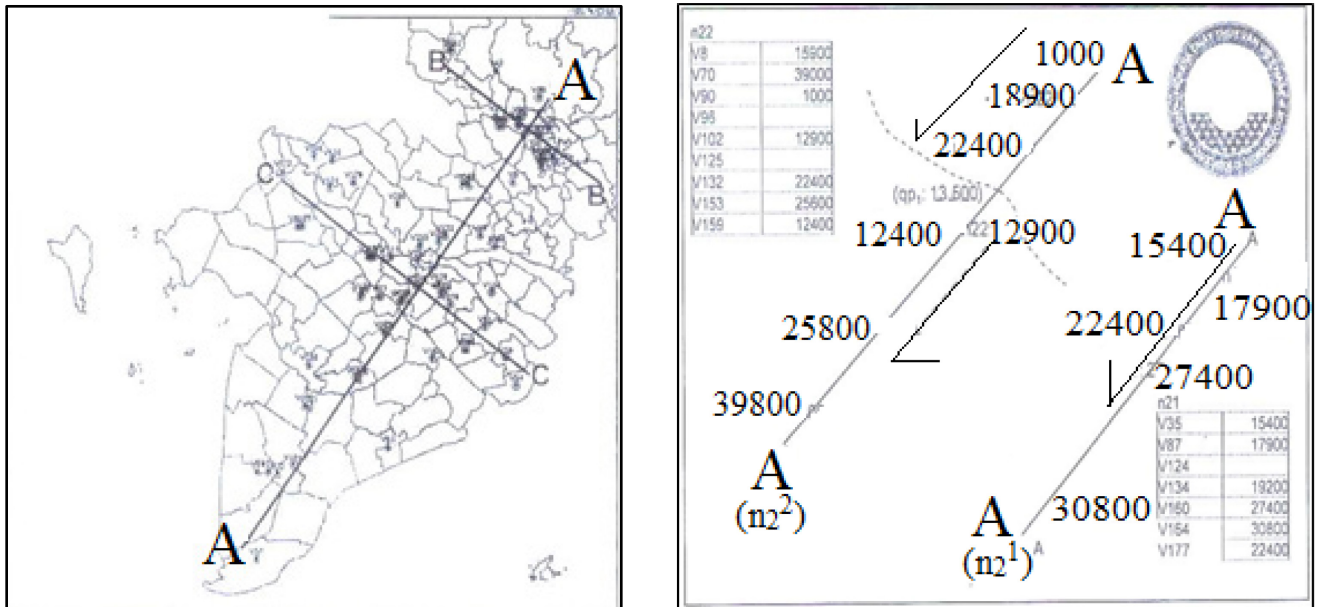


I – изохроны подземных вод нижнеплиоценового водоносного горизонта;

Рисунок 2.4 – Карта возраста нижнеплиоценового водоносного горизонта в 2003 году

В 2015 году Данг Д. Н. и др. [10] представили свои результаты по оценке направления движения потока подземных вод каждого горизонта вдоль юго-западного (главного) разреза. Результаты этих исследований не дали однозначного

решения проблемы в пределах исследуемого региона, поскольку сама постановка задачи была одномерной (изучался один разрез).



а. Схема гидрогеологических разрезов

б. Результаты исследования по разрезу

A-A

Рисунок 2.5 – Направление потока подземных вод по разрезу

Таким образом, гидрогеологические исследования, проведенные в дельте р. Меконг до настоящего времени, не позволили однозначно установить вопросы происхождения и движения подземных вод в изучаемом регионе однозначно. Определение области питания и разгрузки является вопросом, который вызывает много проблем для планирования эксплуатации подземных вод в районе дельты р. Меконг. Основные гидрогеологические исследования сосредоточены в верхней части разреза плиоцена, что связано с решением актуальных проблем водоснабжения. Количество проб в глубоких горизонтах недостаточно для детального изучения проблемы. Кроме того, различные методы исследования дают разные выводы в одном и том же вопросе генезиса подземных вод. Поэтому использование изотопных исследований для определения возраста и условий формирования подземных вод в

дельте р. Меконг является актуальным вопросом, влияющим на схему эксплуатации подземных вод.

Добавим, что все специализированные карты выполнены по классическому методу, который использует только один параметр для интерполяции. Поэтому интерпретация таких карт на наш взгляд не дает полной и объемной информации по вопросу формирования подземных вод района исследований.

ГЛАВА 3

ГЕОЛОГО–ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕ- И НИЖНЕПЛИОЦЕНОВОГО ВОДОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ РАЙОНА ДЕЛЬТЫ Р. МЕКОНГ

Главными объектами исследования диссертации являются верхне- и нижнеплиоценовый водоносные горизонты, используемые в первую очередь в планировании эксплуатации подземных вод района дельты р. Меконг.

3.1. Верхнеплиоценовый водоносный горизонт (n_2^2)

Верхнеплиоценовый водоносный горизонт (n_2^2) имеет региональное распространение в центральной части дельты р. Меконг. В западной части дельты он распространен на территории провинций Киен-Жанг, Ан-Жанг и Ха-Тиен (рис. 3.3). Этот водоносный горизонт выходит на поверхность в юго-восточной области (рис. 3.1, 3.3), которая включает в себя провинции Донг-Наи, Биен-Ноа. Породы водоносного горизонта представлены в основном песком с гравием, супесью, алевроитом аллювиального (а), морского (м), аллювиально – морского (ам) генезиса.

Глубины залегания кровли и подошвы горизонта имеют тренд к увеличению по направлению с северо-востока на юго-восток и с запада-северо-запада на юго-юго-восток (рис. 3.1, 3.2). Подземные воды горизонта n_2^2 являются высоконапорными. Средняя глубина залегания варьирует в диапазоне от 89-ти до 200 м. Максимальная глубина достигает 260 м. Мощность этого горизонта колеблется от 35 до 80 м. Геолого-гидрогеологическая характеристика верхнеплиоценового водоносного горизонта приведена ниже на Рис. 3.1, 3.2, 3.3, 3.4, 3.5:

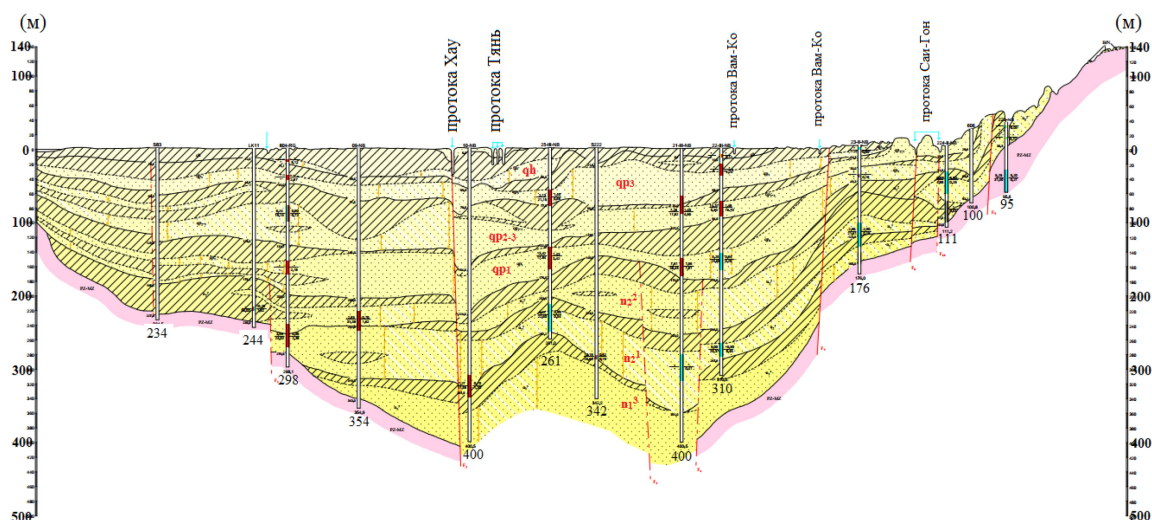


Рисунок 3.1 – Гидрогеологические разрезы по линии II
с юго-запад на северо-восток дельты р. Меконг

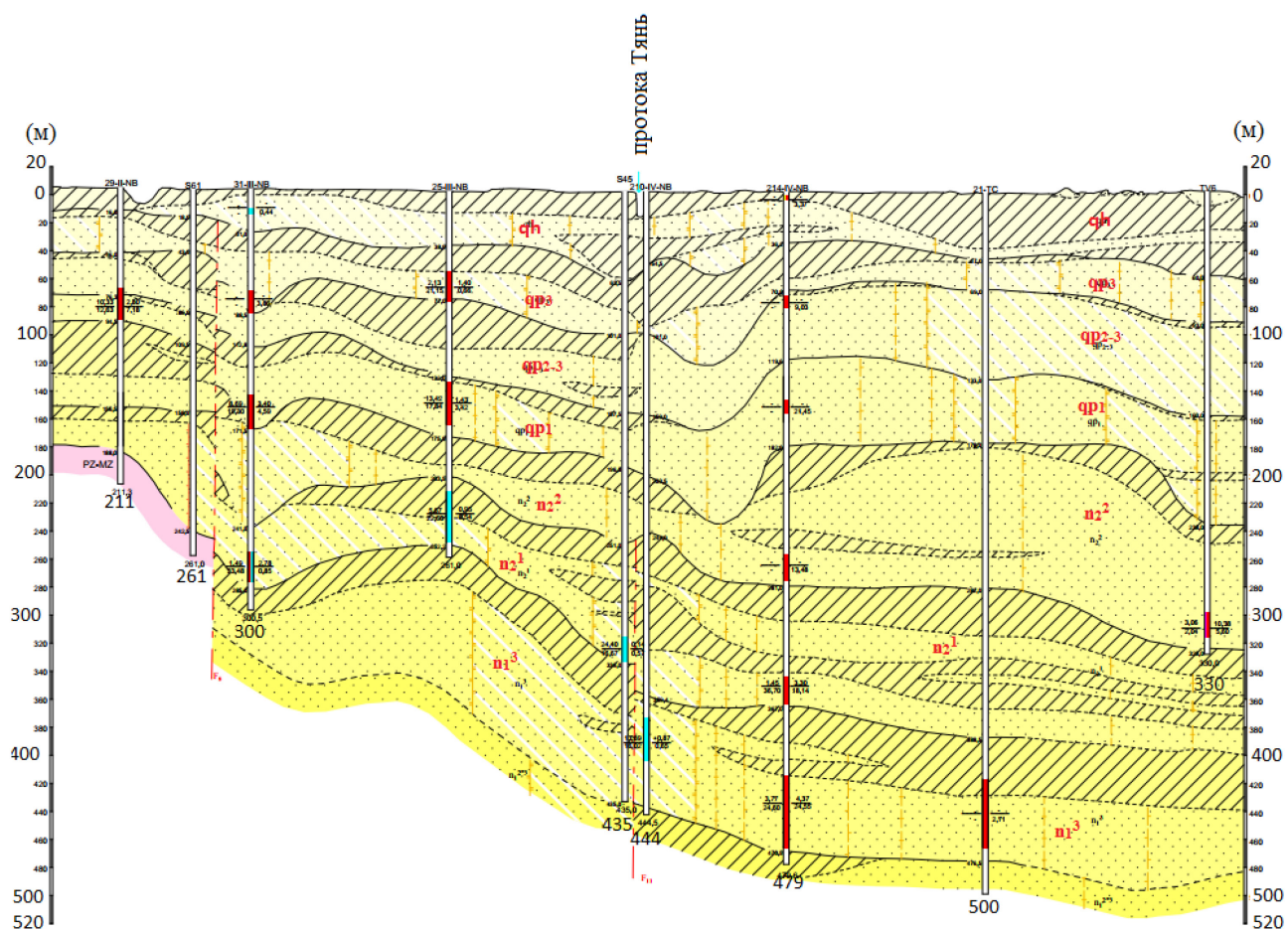


Рисунок 3.2 – Гидрогеологические разрезы по линии VIII
с северо-запад на юго-восток дельты р. Меконг

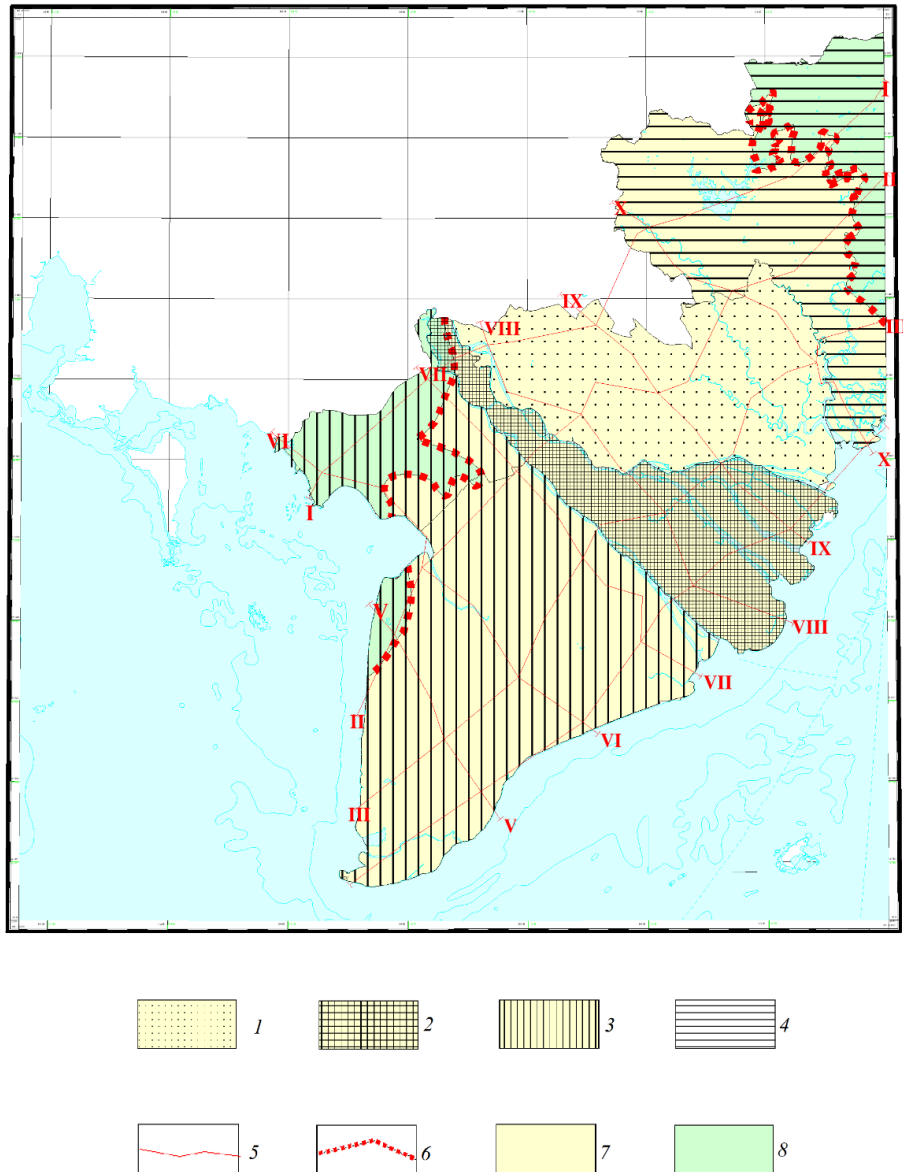
В пределах гидрогеологического бассейна I (рис. 3.3) гидростатический уровень скважин этой области расположен на глубинах 0,80 – 2,5 м (рис. 3.1), установившийся расход воды (при опытных нагнетаниях) $Q = 8-10$ л/с, общая минерализация имеет значения в диапазоне 0,03 – 28,7 г/л, преобладают значения 0,1 – 0,5 г/л, pH 6 – 8. Химический состав в основном $\text{HCO}_3\text{-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ и реже Cl-Na , жесткость воды 0,5 – 3,0 мг-экв/л.

В пределах гидрогеологического бассейна II (рис. 3.3) гидростатический уровень скважин этой области расположен на глубинах менее 1 м, установившийся расход воды $Q = 8,0 - 13,0$ л/с, общая минерализация 0,60 – 27,38 г/л, в основном около 3 г/л, pH 7,5 – 8,2. Химический состав в основном Cl-Na и $\text{HCO}_3\text{-Na}$, жесткость воды 13 – 49 мг-экв/л.

В пределах гидрогеологического бассейна III + IV (рис. 3.3) гидростатический уровень скважин этой области расположен на глубинах 0,7 – 2,2 м, установившийся расход воды $Q > 10$ л/с, общая минерализация 0,7 – 20,7 г/л, преобладают значения 0,8 – 3,0 г/л, pH 7,6 – 8,3, химический состав в основном $\text{HCO}_3\text{-Na}$ и Cl-Na , жесткость воды 1,5 – 4,6 мг-экв/л.

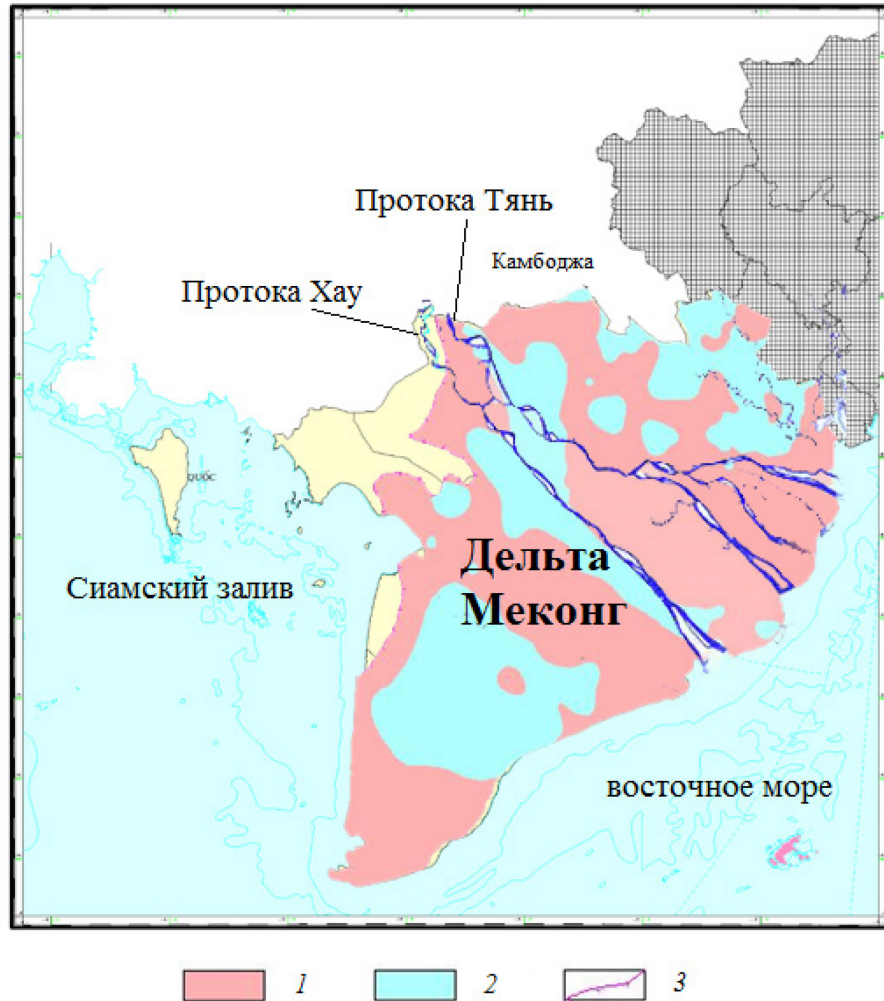
По скважинам 209-IV-NB, TN1, 31-III-NB, 807-TP, 815B-TP зафиксирована гидравлическая взаимосвязь водоносного горизонта n_2^2 и верхнего водоносного горизонта qr_1 .

Среднее значение общей минерализации, определенное по 158 пробам (из 203 фактически отобранных) составляет менее 1 г/л. Распределение пресных и минерализованных вод водоносного горизонта n_2^2 в дельте р. Меконг носит очень сложный и неоднородный характер, это показано на карте распределения пресных и минерализованных вод в верхнеплиоценовом водоносном горизонте (рис. 3.4)



1 – гидрогеологический бассейн I (к северу от протоки Тянь); 2 – гидрогеологический бассейн II (между протоков Тянь и Хау); 3 – гидрогеологический бассейн III + IV (к югу от протоки Хау); 4 – Юго-Восточная область; 5 - линии гидрогеологических разрезов; 6 – граница верхнеплиоценового водоносного горизонта; 7 - область распространения верхнеплиоценового водоносного горизонта; 8 – область без верхнеплиоценового водоносного горизонта;

Рисунок 3.3 – Распределение верхнеплиоценового водоносного горизонта в юге Вьетнама



1 – минерализованные воды ($M > 1 \text{ г/л}$); 2 – пресные воды ($M < 1 \text{ г/л}$);

3 – граница водоносного горизонта;

Рисунок 3.4 – Карта распределения пресных и минерализованных вод в верхнеплиоценовом горизонте в дельте р. Меконг

У пресных вод верхнеплиоценового водоносного горизонта есть 3 большие области: на север протока Тянь, соответствующий гидрогеологическому бассейну I, наряду с протоком Чау, соответствующий гидрогеологическому бассейну II, на юге протока Чау, соответствующий гидрогеологическим бассейнам III + IV, общей площадью 22.253 км². (рис. 3.3, 2.4)

Для пресных вод региона характерны следующие особенности химического состава:

Виды выражения химического состава подземных вод в пределах первого гидрогеологического бассейна в основном $\text{HCO}_3\text{-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$, $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$ и Cl-Na , pH колеблется от 2,93 до 8,80, жесткость воды менее 11,05 мг-экв/л.

Виды выражения химического состава подземных вод в пределах второго гидрогеологического бассейна в основном $\text{HCO}_3\text{-Na}$ и $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$; pH колеблется от 7,92 до 8,59; жесткость воды варьирует от 0,60 до 2,70 мг-экв/л.

Виды выражения химического состава подземных вод в пределах третьего гидрогеологического бассейна в основном $\text{HCO}_3\text{-Na}$ и $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$; pH колеблется от 7,60 до 8,50; жесткость воды варьирует от 0,95 до 4,65 мг-экв/л.

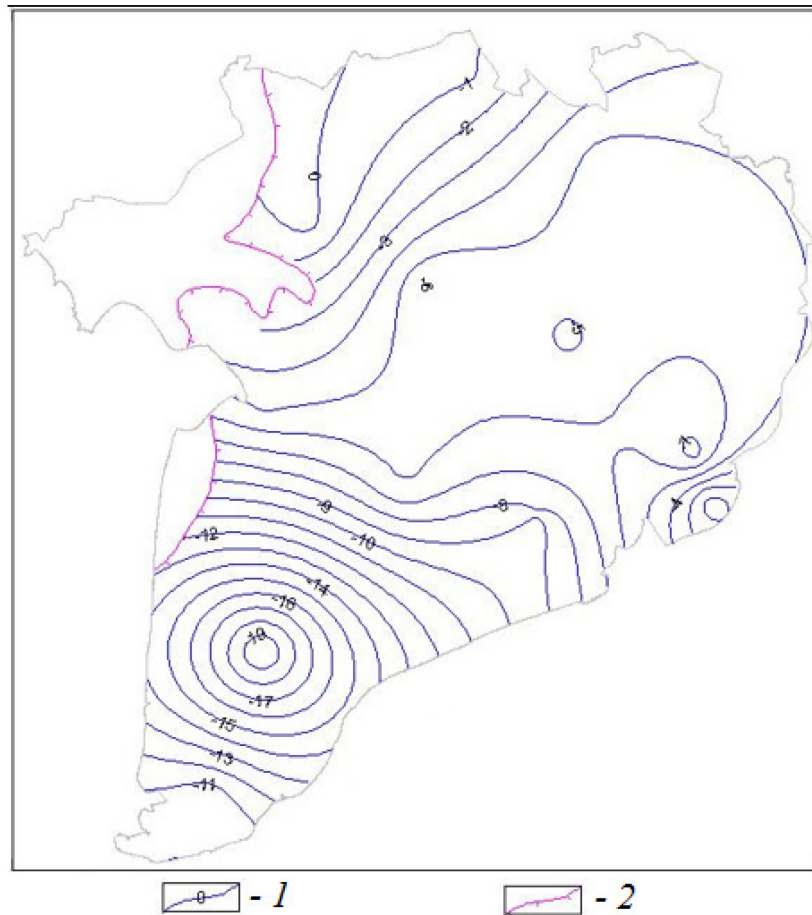
Минерализованные воды распространены широко, площадь составляет 14.014 км².

По результатам химико-аналитических определений проб водоносного горизонта в них были определены соединения азота. В том числе, содержание NH_4^+ обычно менее 0,2 г/л, содержание NO_3^- менее 2 г/л, содержание NO_2^- менее 0,2 г/л, содержание Fe^{3+} и Fe^{2+} обычно менее 0,1 мг/л.

Источником питания водоносного горизонта n_2^2 являются инфильтрационные воды из области питания расположенной вне территории дельты р. Меконг и других водоносных горизонтов. Фактический эксплуатационный расход подземных вод в 2010г составляет 477.359 м³/сут (что составляет 25% от общего фактического эксплуатационного расхода). Колебания пьезометрического уровня изменяются сезонно с амплитудой колебания 0,29 – 1,74 м.

Таким образом, водоносный горизонт n_2^2 распространен широко и непрерывно, составляет 36.267 км². Средняя мощность горизонта колеблется в диапазоне от 60 до 80 м. Абсолютная отметка пьезометрического уровня варьирует в диапазоне от 0 м до -19 м (рис. 3.5), и имеет ежегодный тренд снижения. Химический состав в основном $\text{HCO}_3\text{-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ и Cl-Na . Общая минерализация менее 1 г/л.

Ниже, на рис. 3.5 приведена схема пьезометрических уровней верхнеплиоценового водоносного горизонта.



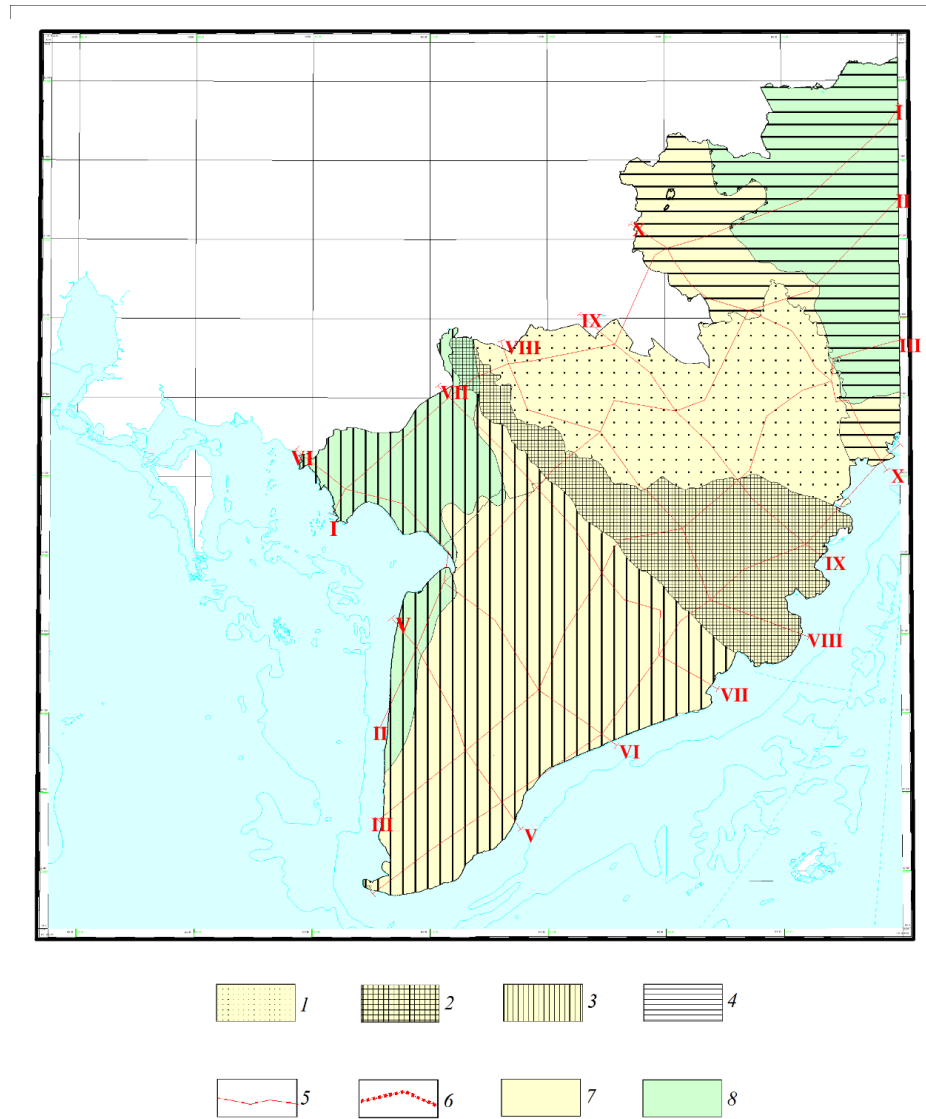
1 – гидроизопьезы; 2 – граница верхнеплиоценового водоносного горизонта;

Рисунок 3.5 – Карта схемы пьезометрических уровней верхнеплиоценового водоносного горизонта (n_2^2) в 2013 году

3.2. Нижнеплиоценовый водоносный горизонт (n_2^1)

Так же, как и верхнеплиоценовый водоносный горизонт (n_2^2), нижнеплиоценовый водоносный горизонт (n_2^1) имеет широкое распространение в центре дельты, за исключением западной её части, включающей в себя провинции Киен-Жанг, Ан-Жанг, Ха-Тиен (рис. 3.6). Этот водоносный горизонт выходит на поверхность в юго-восточной области (рис. 3.1, 3.6), которая включает в себя провинции Донг-Наи, Биен-Ноа. Породы водоносного горизонта сложены в основном

песком с дресвой и гравием, супесью, алевролитом, аллювиального (а), морского (м), аллювиально – морского (ам) генезиса.



1 – гидрогеологический бассейн I (к северу от протоки Тянь); 2 – гидрогеологический бассейн II (между протоков Тянь и Хау); 3 – гидрогеологический бассейн III + IV (к югу от протоки Хау); 4 – Юго-Восточная область; 5 - линии гидрогеологических разрезов; 6 – граница нижнеплиоценового водоносного горизонта; 7 - область распространения нижнеплиоценового водоносного горизонта; 8 – область без нижнеплиоценового водоносного горизонта;

Рисунок 3.6 – Распределение нижнеплиоценового водоносного горизонта в юге Вьетнама

Подземные воды горизонта n_2^1 являются высоконапорными. Кровля горизонта сложена в основном алевритами, суглинками. Средняя глубина кровли варьирует от 196,5 м до 281,1 м. мощность кровли горизонта 11,8 – 20, мощность горизонта n_2^1 колеблется от 56,4м до 84,9м (рис. 3.1, 3.2). Геолого-гидрогеологическая характеристика нижнеплиоценового водоносного горизонта приведена ниже на Рис. 3.1, 3.2, 3.6, 3.7, 3.8:

Гидрогеологический бассейн I (рис. 3.6): гидростатический уровень скважин расположен на глубинах 0,5 – 1,4м м, установившийся расход воды $Q = 6,2 – 11,0$ л/с, общая минерализация 0,04 – 20,71 г/л, в основном 0,2 – 0,6 г/л, pH 7,5 – 8,3, виды выражения химического состава в основном $\text{HCO}_3\text{-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ и Cl-Na , жесткость воды менее 3,0 мг-экв/л.

Гидрогеологический бассейн II (рис. 3.6): гидростатический уровень скважин менее 1,1 м, несколько больше, чем поверхность земли 0,36 – 0,66м. установившийся расход воды $Q = 4,6 – 9,3$ л/с, общая минерализация 0,72 – 21,83г/л, в основном 0,8 – 1,8 г/л, pH 8,3 – 8,6, виды выражения химического состава в основном Cl-Na и $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$, жесткость воды менее 4,2 мг-экв/л.

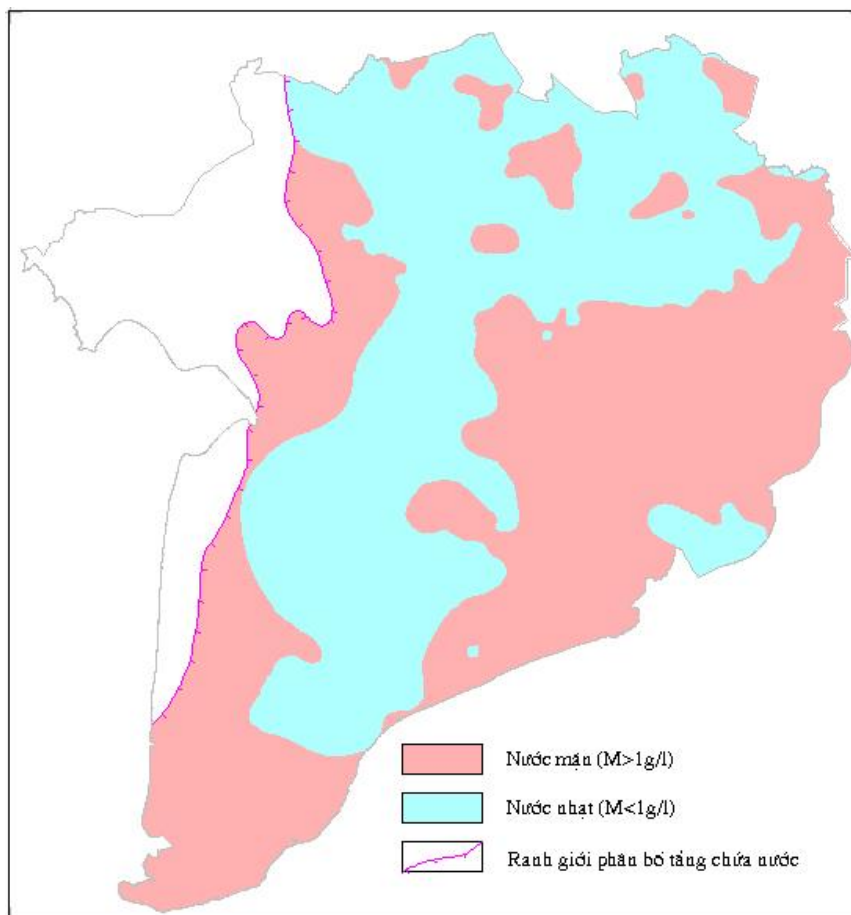
Гидрогеологический бассейн III + IV (рис. 3.6): гидростатический уровень скважин менее 1,5м, установившийся расход воды $Q = 3,7 – 8,9$ л/с, общая минерализация 0,33 – 24,93г/л, в основном 0,7 – 2,4г/л, pH 7,3 – 8,8, виды выражения химического состава в основном Cl-Na и $\text{HCO}_3\text{-Na}$, жесткость воды менее 6 мг-экв/л.

Скважины 812А-ТР, 09-NB, 31-III-NB, 807-ТР, 815В-ТР показали, что водоносный горизонт n_2^1 имеет гидравлическую связь с водоносными горизонтами n_2^1 и qr_1 .

Общая минерализация 71 проб от 97 (73,2%) анализированных проб составляют менее 1 г/л. Распределение пресных и минерализованных вод водоносного горизонта n_2^1 в дельте р. Меконг носит очень сложный и неоднородный характер, это показано

на карте распределения пресных и минерализованных вод в верхнеплиоценовом водоносном горизонте (рис. 3.7).

Пресные воды распространены широко и непрерывно из Юго-Восточной области в Ка-Мау область, общей площадью 16198 км². (рис. 3.7)



1 – минерализованные воды ($M > 1\text{g/l}$); 2 – пресные воды ($M < 1\text{g/l}$);

3 – граница водоносного горизонта;

Рисунок 3.7 – Карта распределения пресных и минерализованных вод в нижнеплиоценовом горизонте в дельте р. Меконг

Характеристики пресных вод водоносного горизонта n_2^1 :

Виды выражения химического состава подземных вод в пределах первого гидрогеологического бассейна в основном $\text{HCO}_3\text{-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$, $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$ и Cl-Na , рН колеблется от 3,67 до 8,78, жесткость воды менее 0,01 – 7,85 мг-экв/л.

Виды выражения химического состава подземных вод в пределах второго гидрогеологического бассейна в основном $\text{HCO}_3\text{-Na}$ и $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$; pH колеблется от 7,62 до 8,60; жесткость воды варьирует от 1,10 до 3,05 мг-экв/л.

Виды выражения химического состава подземных вод в пределах третьего гидрогеологического бассейна в основном $\text{HCO}_3\text{-Na}$ и $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$; pH колеблется от 7,46 до 9,0; жесткость воды варьирует от 0,75 до 1,6 мг-экв/л.

Минерализованные воды распространены широко, площадь составляет 18277 км².

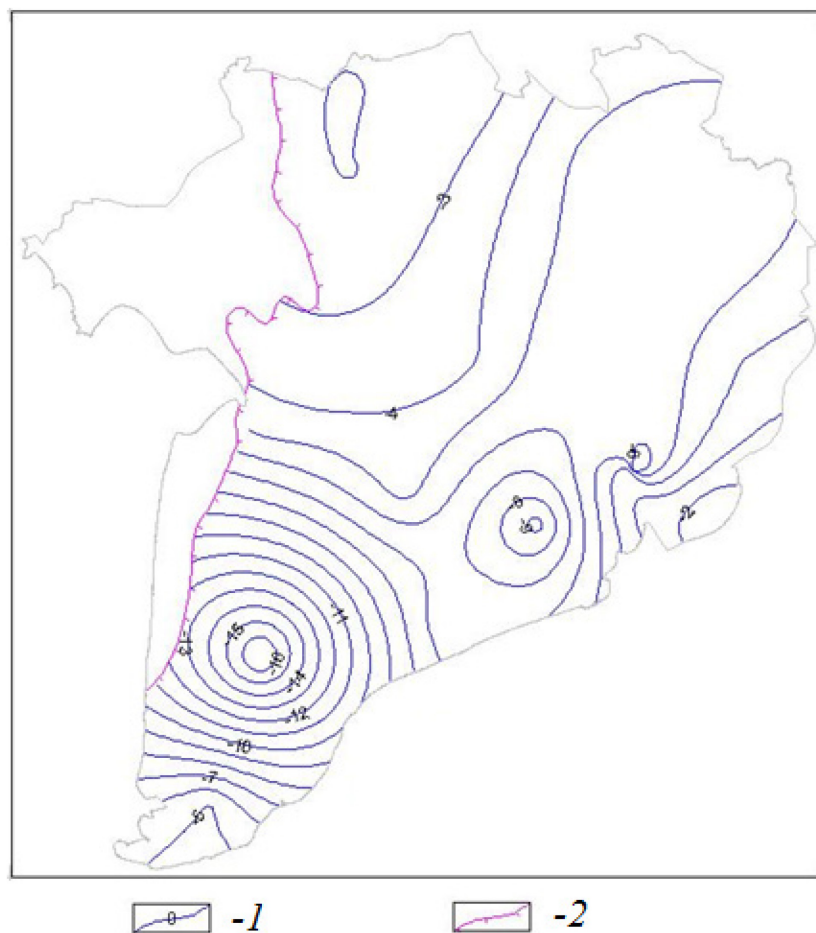
Анализ результатов проб водоносного горизонта обнаружил соединения азота. В том числе, содержание NH_4^+ обычно менее 0,2 мг/л, содержание NO_3^- менее 1 мг/л, содержание NO_2^- менее 0,1 мг/л, содержание Fe^{3+} и Fe^{2+} обычно менее 0,1 мг/л.

Источником питания водоносного горизонта n_2^1 являются инфильтрационные воды из области питания вне территории дельты р. Меконг и других водоносных горизонтов. Однако, область питания и разгрузки, движение подземных вод этого горизонта не были изучены достаточно.

Фактический эксплуатационный расход подземных вод в 2010г составляет 87652 м³/сут (что составляет 4,6% от общего фактического эксплуатационного расхода). Колебания пьезометрического уровня изменяются сезонно с амплитудой колебанием 0,62 – 1,70м.

Таким образом, водоносный горизонт n_2^1 распространен широко и непрерывно, площадь составляет 34546 км². Средняя мощность колеблется от 56,4 до 84,9м. Пьезометрический уровень варьирует от -2 м до -16 м (рис. 3.8), и имеет ежегодный тренд снижения. Виды выражения химического состава в основном $\text{HCO}_3\text{-Na}$, Cl-Na и $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$. Общая минерализация менее 1 г/л.

Ниже, на Рис. 3.8 приведена схема пьезометрических уровней нижнеплиоценового водоносного горизонта:



1 – гидроизопьезы; 2 – граница нижнеплиоценового водоносного горизонта;

Рисунок 3.8 – Карта схемы пьезометрических уровней
нижнеплиоценового водоносного горизонта (n_2^2)

ГЛАВА 4 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методы определения возраста и условий формирования подземных вод дельты р. Меконг, которые использовались для этого исследования: первый - изотопный гидрогеологический метод (см. подраздел 4.1), использовался для оценки возраста, происхождения воды и движения в гидрологическом цикле; второй - термодинамическое моделирование (см. подраздел 4.3), которое позволяет произвести расчет равновесного результирующего состава подземных вод дельты р. Меконг для определения их формирования смешения различных геохимических типов. Также, геостатистический метод «кокригинг» использовался для анализа многопеременных данных (см. подраздел 4.2) при решении задач, направленных на повышение точности полученных результатов при построении специализированных карт.

4.1. Основные понятие о изотопной гидрогеологии

Изотопная гидрогеология – область гидрогеологии, использующая изотопы (естественных и искусственно имитированных в окружающую среду) для оценки возраста и происхождения воды и движения в гидрологическом цикле.

Изотопы, которые используются в диссертации – естественные изотопы. Все естественные изотопы можно разделить на две главные группы:

- Стабильные изотопы, которые остаются постоянными в природных процессах, называемые изотопными индикаторами. Поэтому исследование их изотопного обмена решает проблемы формирования подземных вод, основываясь на эффекте фракционирования тяжелых и легких изотопов в процессе влагопереноса. Химическими элементами самой воды (Н и О) являются стабильные изотопы, использующиеся как в гидрогеологии, так и в этой диссертации.

- Радиоизотопы, количество которых уменьшается за счет их радиоактивного распада, используются для датирования подземных вод зоны активного водообмена, а также оценки современного питания.

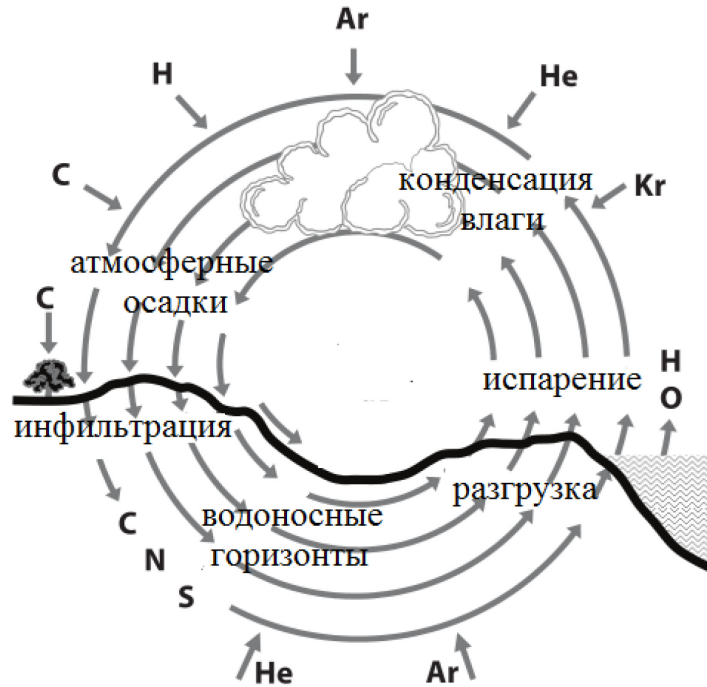
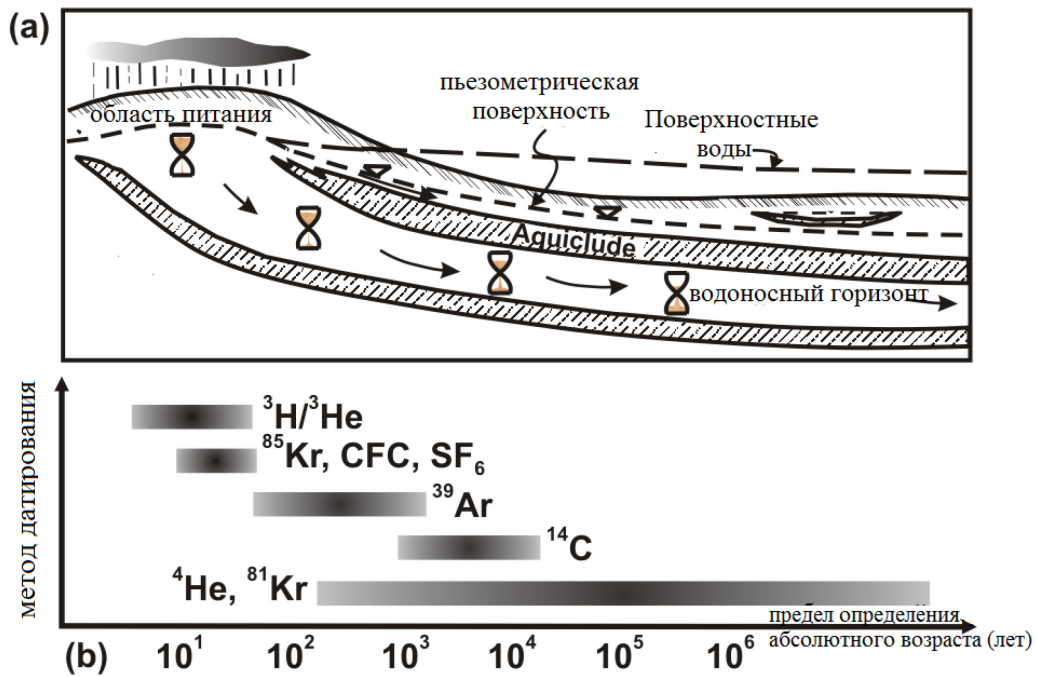


Рисунок 4.1 – Участие естественных изотопов в гидрологическом цикле



— промежуток времени между началом поступления воды в горную породу и моментом наблюдения

Рисунок 4.2 – Возраст подземных вод по изотопной гидрогеологии

Таблица 4.1 – Изотопы, использующиеся в гидрогеологии

<i>Изотопы</i>	<i>Период полураспада (лет)</i>	<i>Применение</i>
Дейтерий (D)	Стабильный	изотопный индикатор
Тритий (T)	12,32	датирование
Гелий – 3 (^3He)	Стабильный	изотопный индикатор
Гелий – 4 (^4He)	Стабильный	изотопный индикатор
Углерод – 13 (^{13}C)	Стабильный	изотопный индикатор
Углерод – 14 (^{14}C)	5730	датирование
Азот – 15 (^{15}N)	Стабильный	изотопный индикатор
Кислород – 18 (^{18}O)	Стабильный	изотопный индикатор
Сера – 34 (^{34}S)	Стабильный	изотопный индикатор
Хлор – 36 (^{36}Cl)	308 000	датирование
Хлор – 37 (^{37}Cl)	Стабильный	изотопный индикатор
Аргон – 39 (^{39}Ar)	269	датирование
Аргон – 40 (^{40}Ar)	Стабильный	изотопный индикатор
Криптон – 81 (^{81}Kr)	210 000	датирование
Криптон – 85 (^{85}Kr)	10,7	датирование
Радон – 222 (^{222}Rn)	3,8 дней	датирование
Уран (^{234}U , ^{238}U)	Стабильный	изотопный индикатор

Предыдущие исследования [71] показали, что возраст подземных вод верхне- и нижнеплиоценового водоносных горизонтов дельты р. Меконг варьирует от современности до 45 тыс. лет. Поэтому подходящим методом датирования для подземных вод дельты р. Меконг является радиоуглеродный, предел определения абсолютного возраста которого также достигает 45 тыс. лет.

Определение формирования подземных вод и движения в гидрологическом цикле основано на процессе изотопного обмена кислорода (^{18}O) и водорода (D),

приводящего к изменению распределения изотопов или изменению изотопно-обменных равновесий из-за испарения и конденсации влаги, осаждения вещества, взаимодействия в различных геохимических системах, следующим образом:

4.1.1. Стабильные изотопы кислорода (^{18}O) и водорода (D)

Исследования природных явлений и процессов на основе изучения изотопного состава химических элементов в природных водах опираются на допущение, что исходный изотопный состав любого химического элемента — природная константа, которая в результате природных физико-химических процессов в течение геологической истории Земли претерпевает изменения [18].

Среди факторов, приводящих к изменению изотопного состава метеорных и поверхностных вод Земли при испарении и конденсации, в основном географическая широта, климат, высота и среднегодовая температура местности. При испарении наиболее летучие легкие изотопы протий (^1H) и (^{16}O) уходят из водного раствора, который при этом обогащается дейтерием (D) и ^{18}O .

Значения стабильных изотопов водорода и кислорода ($\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$) в атмосферных осадках образуют соотношение, известное как глобальная линия метеорных вод (ГЛМВ) - линия Крейга (рис. 4.3):

$$\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10 \quad (4.1)$$

где δ — отношение стабильных изотопов относительно стандарта, выражается в промилле, показывает, насколько проба обеднена ($\delta 0$) тяжелым изотопом в сравнении со стандартом ($\delta = 0$).

Изотопные данные выражены в относительных единицах:

$$\delta X (\text{‰}) = (R_{\text{пр}}/R_{\text{ст}} - 1) \times 1000 \quad (4.2)$$

где R — атомные отношения изотопов — водорода ($^2\text{H}/^1\text{H}$) или кислорода ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) в пробе и стандарте.

Анализ получаемых данных на графиках корреляции между значением стабильных изотопов водорода и кислорода ($\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$), по сравнению с линией

Крэйга, позволяет определить происхождение подземных вод. Например, в процессе испарения воды из открытых водоемов происходит увеличение относительного содержания D и ^{18}O , что фиксируется снижением коэффициента в уравнении прямой линии с 8 до 4—6. Для пресных подземных вод, формирующихся за счет атмосферных осадков и поверхностных вод, точки на графиках зависимости δD и $\delta^{18}\text{O}$ будут практически совпадать с линией Крэйга. Эти процессы изменения распределения изотопов или изменения изотопно-обменных равновесий описаны глобальной моделью (рис. 4.4). Основным источником влаги в атмосфере является Мировой океан, изотопный состав воды которого принят за точку отсчета, имеет $\delta^2\text{H} = 0\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 0\text{‰}$. Первичный пар, покидающий поверхность океана, оказывается облегченным относительно океанической воды $\delta_{\text{ПЕРВ.ПАР}} < \delta_{\text{SMOW}}$ в данном случае под величиной « δ » подразумевается изотопный состав, как водорода, так и кислорода [42,44].

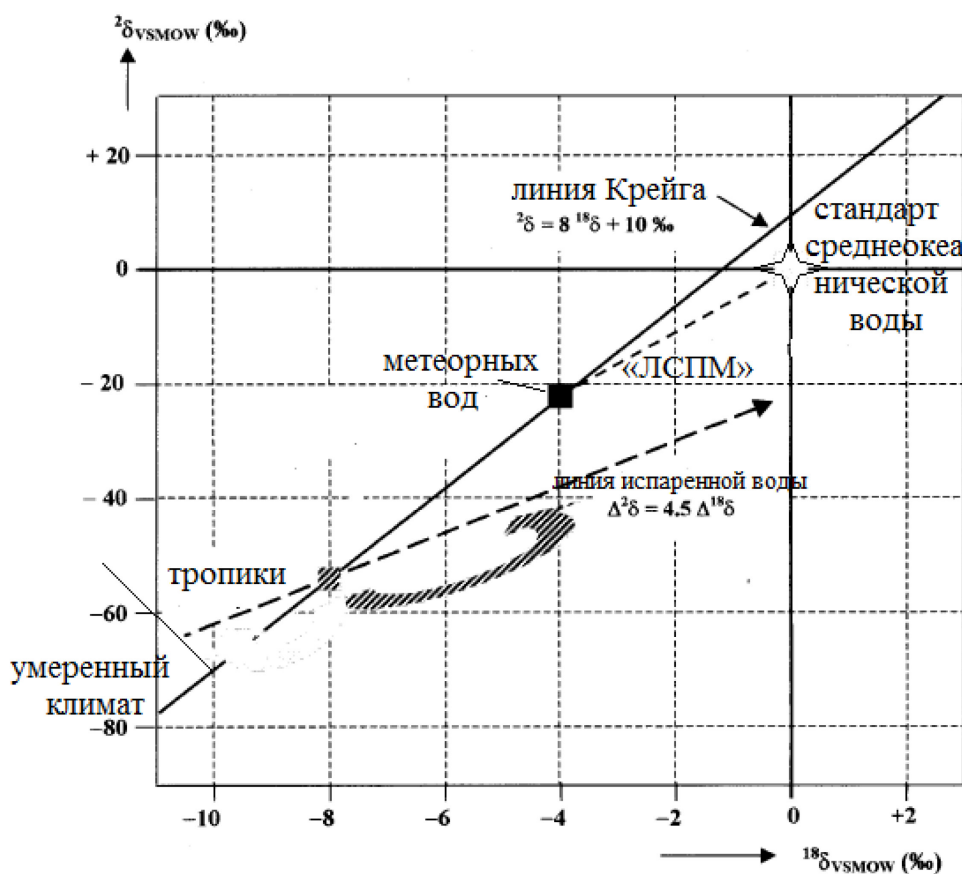


Рисунок 4.3 – Глобальная линия метеорных вод

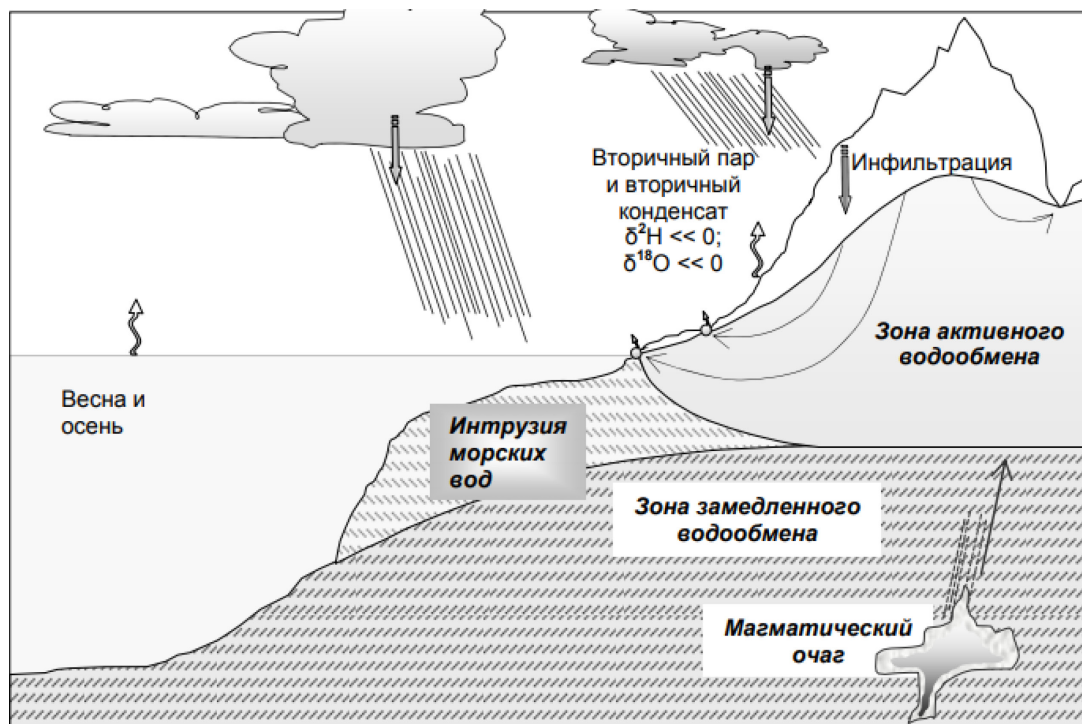


Рисунок 4.4 – Процессы изменения распределения изотопов [40]

4.1.2. Радиоактивный изотоп углерода (^{14}C)

Возраст воды* — условное понятие. Под ним обычно понимают промежуток времени между началом поступления воды в горную породу и моментом наблюдения (рис. 4.2) [22].

В природной среде Земли химический элемент углерод состоит из трёх изотопов: двух стабильных — ^{12}C и ^{13}C и одного радиоактивного — ^{14}C , или радиоуглерода.

Радиоуглерод постоянно образуется в стратосфере Земли в результате бомбардировки атомов азота нейтронами, входящими в состав космических лучей. Далее радиоуглерод окисляется до ^{14}CO , и в конечном итоге до $^{14}\text{CO}_2$, который, в свою очередь, смешивается с неактивным атмосферным CO_2 .

Пока радиоуглерод находится в состоянии обмена веществ с окружающей средой, его содержание не остаётся постоянным и сбалансировано с концентрацией данного изотопа в атмосфере. При растворении в атмосферных осадках он попадает в

водоносный горизонт, и обмен веществ прекращается, содержание радиоуглерода начинает уменьшаться.

Потому как скорость распада радиоуглерода не остаётся постоянной, определение его остаточного содержания в подземных водах покажет сколько времени прошло с момента, которого метеорные воды попадают в водоносный горизонт [2].

Радиоактивность воды (и растворенного в ней вещества) со временем уменьшается по закону радиоактивного распада:

$$A = A^0 e^{\lambda \tau} \quad (4.3)$$

где A — наблюдаемая активность; A_0 — активность в момент поступления воды в водоносный горизонт; λ — постоянная распада; τ — возраст воды.

Рассмотрим обычную гидравлическую схему, по которой метеорные воды, содержащие радиоуглерод попадают в водоносный горизонт в области питания, двигаются по пласту и в области разгрузки покидают его, при этом возраст подземных вод в направлении их движения будет увеличиваться. Поэтому направление увеличения возраста будет совпадать с направлением движения подземных вод (рис. 4.2)

Движение флюида в такой системе по определению не осложнено процессами диффузии и дисперсии. Время пребывания [41] (возраст воды) определяется соотношением

$$\tau = x/v, \quad (4.4)$$

или $v = x/\tau$

где x — линейные размеры в гидрогеологической системе (для подземных вод — расстояние от области питания до области разгрузки или точки опробования); v — скорость движения воды.

Заметим, что если вода попадает в пласт одновременно с формированием этого пласта в процессе седиментогенеза, и не участвует в течение продолжительного

периода времени в геологическом круговороте воды, то, очевидно, возраст подземных вод будет равен возрасту вмещающих пород, поэтому называться они будут седиментогенными водами. Напротив, если возраст подземных вод не равен возрасту вмещающих пород, можно констатировать, факт замещения седиментогенных вод инфильтрагенными, либо смешанными водами различных генезисов [33].

Для подземных вод, формирующихся в основном за счёт инфильтрации метеорных вод, их возраст представляет собой время добегания, которое определяется по расстоянию от области питания до участка опробования и по средней действительной скорости потока на этом отрезке его движения [71]. Следовательно, определение возраста подземных вод и построение карты возраста подземных вод позволит решить проблемы формирования подземных вод, а также определить область питания, разгрузки, скорость и направление потока.

Как известно, период полураспада радиоуглерода составляет около 5730 лет, поэтому максимальная оптимальная величина измерения абсолютного возраста подземных вод по радиоуглеродному методу датирования составит 45 тыс. лет.

Однако серьезным недостатком этого метода является то, что ^{14}C входит в состав не молекул воды, а растворенных в ней компонентов (солей, газов, органических веществ), которые непрерывно поступают в воду в разное время в результате различных процессов, приводящие к изменению остаточного содержания радиоуглерода в начальных инфильтрационных водах [22]. Это также фактор, который влияет на точность определения датирования подземных вод в дельте р. Меконг, подробнее о котором написано в пятой главе.

4.2. Геостатистический метод «кокригинг»

Проблемой проведения анализа данных возраста подземных вод дельты р. Меконг является малое количество измерений по интересующей переменной (возраст подземных вод), но имеет место быть избыток измерений других переменных (концентрация химических составов, отметки глубин опробования, пьезометрический

уровень, и т. д.). Встает вопрос, как можно использовать всю собранную информацию, чтобы решить задачи, направленные на повышение точности полученных результатов.

В рамках многопеременной геостатистики существует модель совместной пространственной интерполяции нескольких коррелированных переменных — кокригинг. Кокригинг позволяет значительно улучшить качество оценки, перейти из области экстраполяции в область интерполяции, уменьшить ошибку оценки за счет использования дополнительной информации по коррелированным переменным [12, 26].

Основные этапы анализа и моделирования пространственных данных:

4.2.1. Статистический анализ данных, позволяющий определить наличие ошибок и выбросов в данных

Первым и весьма важным этапом исследования является современный статистический анализ данных, позволяющий определить наличие ошибок и выбросов (outliers) в данных, оценить базовые статистические закономерности, провести корреляционный анализ при наличии нескольких переменных и т. д. [17; 25].

Методы, определяющие наличие ошибок и выбросов - это методы оценки неоднородности выборочных данных, определяющие наличие аномальных, не согласующихся с остальными элементами выборки наблюдений. [9; 89]

Причинами появления ошибок и выбросов данных возраста подземных вод могут быть фракционирование тяжелых и легких изотопов в процессе измерений содержания радиоуглерода, либо пробы, взятые из водоносных горизонтов, не являющихся объектами исследования, либо когда пробы отобраны из смешанных вод различных генезисов, либо предположения о распределении данных или модели и т. д. ошибочны.

Выбросы и ошибки могут искажать информацию в источнике данных или процедуре их генерации, воздействовать на процесс определения закона

распределения возраста подземных вод, а также на контроль этого процесса. Однако, выбросы не всегда представляют собой «плохие» данные. В некоторых случаях выбросы и ошибки являются важной информацией, показывающей результат смещения подземных вод этого водоносного горизонта с водами различных генезисов.

Выбросы и ошибки данных возраста подземных вод обнаруживаются при анализе отдельных наблюдений или средних арифметических наборов данных, отобранных из нормального распределения по критерию Шовене.

Нормальное распределение, также называемое распределением Гаусса — распределение вероятностей, которое в одномерном случае задаётся функцией плотности вероятности, совпадающей с функцией Гаусса:

$$F(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad (4.5)$$

где параметр μ — математическое ожидание (среднее значение), медиана и мода распределения, а параметр σ — среднеквадратическое отклонение (σ^2 — дисперсия) распределения.

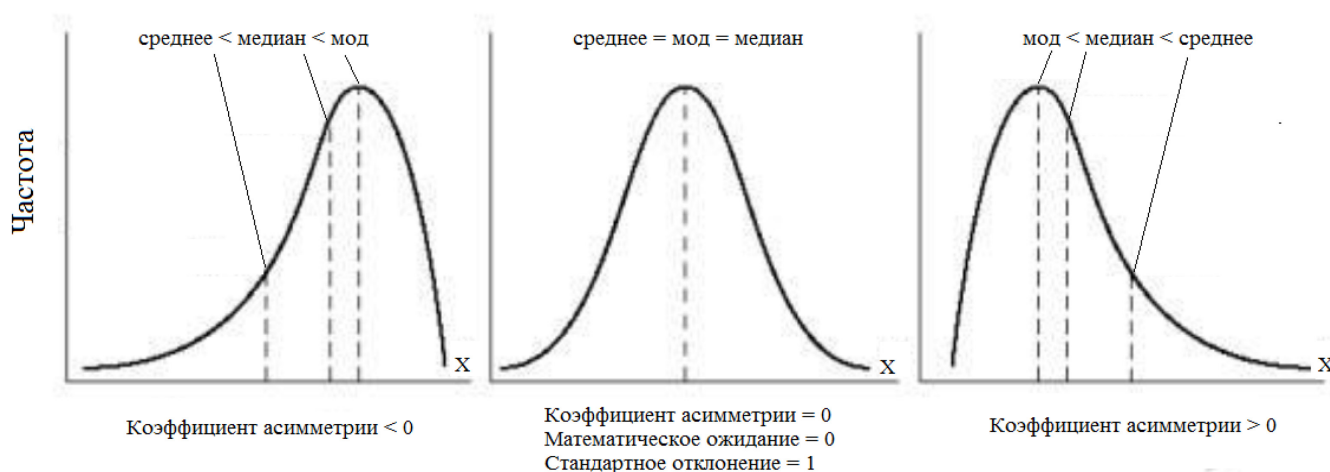


Рисунок 4.5 – График нормального/колоколообразного распределения

Стандартным нормальным распределением называется нормальное распределение с математическим ожиданием $\mu = 0$ и стандартным отклонением $\sigma = 1$ [19].

Нормальное распределение имеет ещё и то преимущество, что один из наиболее простых в использовании статистических критериев, используемых для проверки статистических гипотез - критерий Стьюдента - может быть использован только в том случае, когда данные выборки подчиняются нормальному закону распределения [9].

Определение наличия ошибок и выбросов данных возраста подземных вод рассчитываются на основе критерия Шовене:

- 1) Находят модуль приведённого сомнительного значения t :

$$t = |x_c - x_{cp}|/s \quad (4.6)$$

Здесь x_c - значение возраста (наибольшее или наименьшее в выборке), x_{cp} - среднее значение возраста, s - выборочное среднеквадратическое отклонение

- 2). Определяют значение интегральной функции стандартного нормального распределения $F(t)$ (уравнение 5.4).

- 3). Рассчитывают вероятность $P_{прев}$ получения результата, который по модулю превышает модуль x_c :

$$P_{прев} = 2(1 - F(t)) \quad (4.7)$$

- 4). Находят ожидаемое число результатов N , отклоняющихся при данном объёме выборки n от среднего значения больше, чем x_c :

$$N = P_{прев} \cdot n \quad (4.8)$$

Если $N < 0,5$, сомнительное значение считают грубой ошибкой. В зависимости от решаемой задачи экспериментатор может, использовать иное значение N .

Результаты оценки наличия ошибок и выбросов в данных возраста представлены в табл. 5.10.

4.2.2. Анализ и моделирование пространственной корреляции. Вариография

Важным свойством пространственно распределённых данных является пространственная непрерывность, которая обычно описывается с помощью корреляционных и ковариационных функций (статистических моментов), выражающих меру этой непрерывности. [12]

В геостатистике корреляция может быть представлена статистическими моментами. Одной из наиболее популярных функций является вариограмма — статистический двухточечный момент второго порядка. [12]

Анализ пространственной корреляционной структуры данных возраста подземных вод дельты р. Меконг можно разбить на два этапа:

— Первый представляет собой построение и интерпретацию мер пространственной непрерывности на основе гидрогеологических и геологических данных (глубина кровли и подошвы, и т. д.).

— Задачей структурной функции вариограммы является выявление наличия корреляционной структуры в данных, это определяет наличие или отсутствие пространственного тренда. В этом случае, пространственный тренд данных возраста является направлением движения подземных вод.

Решением первого этапа для прогнозирования пространственной непрерывности, иными словами направления движения подземных вод в водоносном горизонте, является:

Рассмотрение результатов материалами предыдущих исследований (см. рис. 1.2, 1.3, 1.4)

Использование направления движения, которое предсказано по карте пьезометрического уровня (см. рис. 3.5, 3.8)

Глубины залегания кровли и подошвы водоносных горизонтов (см. рис. 3.1, 3.2)

— Второй представляет собой моделирование пространственной корреляционной структуры на основе построения теоретической функции.

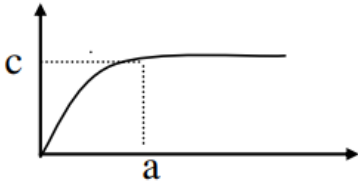
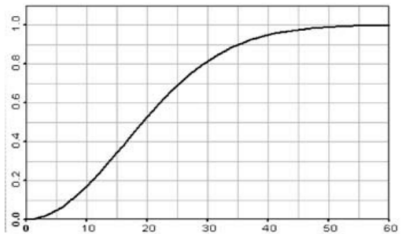
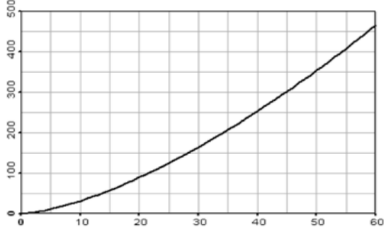
Проверяется также зависимость корреляционной структуры от взаимной пространственной ориентации точек, т. е. наличие или отсутствие пространственной анизотропии. Определяется эффективный радиус корреляции данных (если он существует) — максимальное расстояние, на котором еще наблюдается зависимость между значениями в точках. [11]

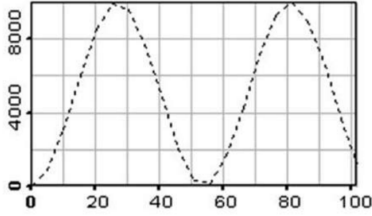
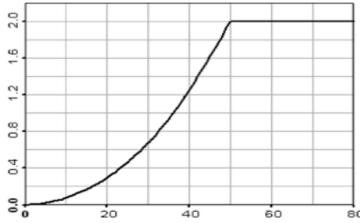
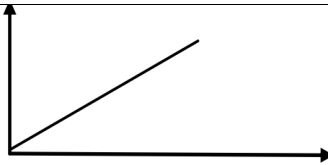
Конечной целью этапа вариографии является построение аналитической функции, описывающей пространственную корреляционную структуру данных для использования в геостатистических моделях интерполяции (в кригинге). Иными словами, конечной целью этапа вариографии является построение модели вариограммы. [11]

Чтобы избежать трудоемкой процедуры доказательства отрицательной определенности функции, используют специальные модели, для которых это свойство уже доказано. Остается только выбрать модель (или линейную комбинацию моделей) и подобрать параметры, делающие ее подходящей для экспериментальной вариограммы, рассчитанной по данным [12]. Результаты выбор моделей и их параметров будут представлен в табл. 4.2.

Ниже приведены наиболее известные типы моделей вариограмм, удовлетворяющие требованию отрицательной определенности:

Таблица 4.2 – Модели вариограмм

Модели	Графическая форма	Уравнения
Сферическая		$\gamma(h) = \begin{cases} c_0 + c \left[\frac{3h}{2a} - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right], & h < a \\ c_0 + c, & h \geq a \end{cases}$
Гауссова		$\gamma(h) = c_0 + c \left[1 - \exp \left(\frac{-3h^2}{a^2} \right) \right]$
Степенная		$\gamma(h) = \begin{cases} 0, & h = 0 \\ ch^\alpha, & h \neq 0 \end{cases}$

Периодическая		$\gamma(h) = 1 - \cos\left(\frac{2\pi h}{a}\right)$
Кубическая		$\gamma(h) = \begin{cases} c_0 + (c - c_0) \left[\frac{18h}{5a} - \frac{5}{4} \left(\frac{h}{a}\right)^3 + \frac{3}{8} \left(\frac{h}{a}\right)^5 \right], & 0 \leq h < a \\ c, & a \leq h \end{cases}$
Линейная		$\gamma(h) = c \cdot h, \quad c > 0$
где a — эффективный радиус корреляции (range), $c_0 = C(0)$ носит название наггет (nugget), α — степень, h — лаг		

Подбор формы и параметров модели происходит в основном на основе оценки ее специальных критериев качества (наггет (nugget), радиус (range), плато (sill), коэффициент корреляции). Однако практика показывает, что подбор на основе этих критериев не всегда дает корректные результаты. Одним из других подходов при этом является визуальное сходство, т. е. сходство выбранной модели с объективными свойствами набора данных. Например, закон распределения возраста подземных вод зависит от их направления потока. Однако, у данных вариограммы на основе одного специального критерия «наггет» (т. е. данные хаотично распределены), выбранная модель вариограммы не совпадает со свойствами набора данных.

4.2.3. Многопеременное пространственное моделирование. Кокригинг

Кокригинг (cokriging) — естественное обобщение кригинга на случай многопеременных данных, когда между переменными имеется пространственная корреляция.

Обязательно по крайней мере одно измерение основной переменной, для простого же достаточно знания ее среднего значения, остальная информация вносится за счет дополнительных переменных. Однако, случай полной изотопии данных, которые имеют взаимную корреляцию переменных, не дает дополнительного улучшения оценки. А случай частичной гетеротопии, использование дополнительных переменных позволяет увеличить область интерполяции и/или уменьшить ошибки оценки многопеременного пространственного моделирования. Следовательно, проверка взаимной корреляции переменных является основным условием возможности и полезности использования дополнительной информации. [12]

Во многих практических задачах пространственного оценивания измерения основной переменной могут сопровождаться дополнительной информацией, представленной в виде измерений других переменных или внешнего параметра (свойства), заданного на всем поле наблюдений. При определенных условиях дополнительная информация может способствовать оценке основной переменной. Например, если измерений дополнительной переменной больше (скажем, из-за того, что их дешевле проводить), то их использование может позволить проводить оценку в областях, которые для основной переменной были зоной экстраполяции, а при использовании измерений дополнительной переменной становятся зоной интерполяции. Оценка колокационного кокригинга может быть записана так:

$$Z_{\alpha_0}^*(x_0) = \sum_i \lambda_i^{\alpha_0} Z_{\alpha_0}(x_i) + \sum_{\beta \neq \alpha_0} \sum_j [\lambda_j^{\beta} Z_{\beta}(x_j) + m_{\beta} - m_{\alpha_0}] \quad (4.9)$$

Где функции $Z_{\alpha_0}(x_i)$ — линейная комбинация значений различных основных переменных из окрестности точки x_0 . $Z_{\beta}(x_0)$ — линейная комбинация значений различных дополнительных переменных из окрестности точки x_0 . i — индекс, означающий номер измерения. α, β — индекс, означающий номер переменной. $i = 1, \dots, n$; $\alpha, \beta = 1, \dots, K$.

Процесс выполнения вычислений встроен в такие специализированные программные обеспечения для геологии, как: Surfer, Mapinfo, GMS и др.

Полученными результатами является сеть расчетных значений модели для построения карт возраста и проверки качества модели на следующем этапе.

Основным условием возможности и полезности использования дополнительной информации является ее коррелированность с основной оцениваемой переменной. В этом исследовании, основной переменной является возраст подземных вод. Выбор дополнительной переменной основан на переменных, имеющих одинаковую закономерность распределения, но без взаимной корреляции значений переменных. Поэтому дополнительной переменной была выбрана отметка глубины опробования, представляющая собой изменение высоты водоносного горизонта, от которого зависит направление потока и распределение возраста. Независимость корреляции значения переменных будет проверена в процессе выполнения интерполяции «Кокригинг» (рис. 5.8).

4.2.4. Проверка качества модели по методу кросс-валидации (cross validation)

При использовании той или иной модели интерполяции крайне важно правильно подобрать значения модельно-зависимых параметров. Для кригинга такими параметрами являются параметры модели вариограммы. При работе с реальными данными не всегда удается сразу выбрать теоретическую модель экспериментальной вариограммы. Для проверки качества выбранной модели используют различные количественные методы: кросс-валидацию (cross-validation), метод складного ножа (jack-knife), бутстреп (bootstrap).

Кросс-валидация — наиболее простой и часто использующийся не только в геостатистике подход при сравнении результатов, получаемых различными методами или одним и тем же методом, но с различными параметрами. Перекрёстная проверка (кросс-валидация, Cross-validation) — метод оценки аналитической модели и её поведения на независимых данных. При оценке модели имеющиеся в наличии данные разбиваются на k частей. Затем на $k-1$ частях данных производится обучение модели, а оставшаяся часть данных используется для тестирования. Процедура повторяется k

раз; в итоге каждая из k частей данных используется для тестирования. В результате получается оценка эффективности выбранной модели с наиболее равномерным использованием имеющихся данных.

Выполняется кросс-валидация следующим образом:

- Из базы данных временно изымается одна точка, и для нее проводится оценка значения;
- Полученное значение сравнивается с известным, и вычисляется невязка — разница между измеренными и оцененными значениями. По ней сравниваются различные методы или выбираются наилучшие параметры метода. В геостатистике традиционно более широко используется кросс-валидация.

$$\Delta Z(x) = Z(x) - Z^*(x) \quad (4.10)$$

- Первые два шага проводятся для всех точек базы данных

Кроме локальных характеристик кросс-валидация позволяет оценить и глобальные характеристики оценки для сравнения:

1. Смещение $\Delta m = m - m^*$, где m — среднее, оцененное по исходным данным; m^* — среднее, оцененное по полученным результатам.

2. Сумму квадратов невязок:

$$S = \sum_{i=1}^n [Z(x_i) - Z^*(x_i)]^2 + R; \quad (4.11)$$

где R — штрафной член, вводящийся для контроля количества неоцененных точек.

3. Среднюю квадратичную ошибку (root mean square error — RMSE):

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [Z(x_i) - Z^*(x_i)]^2 + R}; \quad (4.12)$$

4. Коэффициент эффективности:

$$E = \frac{S}{S_0}; \quad (4.13)$$

$$\text{где } S_0 = \sum_{i=1}^n [Z(x_i) - m]^2$$

5. Коэффициент корреляции r , угол наклона регрессионной прямой на графике

$$Y(Z(x)) = Z^*(x) \quad (4.14)$$

Таким образом, для сравнения повышения точности (эффективности) построения карт возраста подземных вод по геостатистическому методу «кокригинг» (многопеременной) с классической интерполяцией (одной переменной), перекрёстная проверка (кросс-валидация) (см. подраздел 4.2.4) для обоих методов выполняется. Это значит, что расчетные значения модели, которые интерполируются как по кокригингу (см. подраздел 4.2.3), так и по классическому методу, нужно сравнить с фактическими значениями, которые определяются содержанием радиоуглерода, в тех же координатах. Результаты сравнения по кросс-валидации представлены на графике корреляции между расчетными значениями модели и фактическими значениями. Средняя квадратичная ошибка обоих методов также вычисляется и сравнивается.

Добавим, что превосходство геостатистического метода «кокригинг» отражается как в строгом контроле входных данных (см. подраздел 4.2.1), так и в возможности использования опыта и понятий гидрогеологии для процесса математической интерполяции через анализ и моделирование пространственной корреляции (см. подраздел 4.2.2).

Для более объективных сравнений многопеременного пространственного моделирования были сопоставлены 4 результата экспериментов, выполненных Международным агентством по атомной энергии (МАГАТЭ). 3 пробы распределены вдоль двух разрезов и 1 проба отобрана в области питания за пределами области исследования. Ошибки оценки расчетных значений модели с этими результатами экспериментов будут рассчитаны и представлены в подразделе 5.1.2.

Полученным результатом (см. подраздел 5.1.2.1) является сеть расчетных значений модели, которая лучше всего коррелируется с фактическими значениями для построения карт возраста.

4.3. Термодинамическое моделирование системы «вода-порода»

Химическая термодинамика изучает химические (в том числе и геохимические) явления на основе постулатов термодинамики. Она использует существование взаимосвязи между химическими реакциями и энергией, затрачиваемой на их осуществление. Термодинамические расчеты в гидрогеохимии показывают возможность каких-либо самопроизвольных процессов, позволяют установить их направление и результат в данных геохимических и термобарических ситуациях. [21]

При генетическом анализе гидрогеохимических явлений методы химической термодинамики позволяют: а) из множества предполагаемых процессов улавливать такие, которые наиболее вероятны в данной геохимической и термобарической ситуации; б) определять физико-химическую сущность происходящих явлений; в) дать физико-химическое описание системы и последовательность (стадийность) вероятных в ней процессов.

Время, скорость и механизм реакций являются объектом и задачей другого направления физической химии, называемого химической кинетикой. Кинетические параметры, зависящие от механизма процесса, позволяют описать скорости элементарных стадий и всей реакции в целом, характеризуют энергетические затраты, необходимые для преодоления барьеров, удерживающих систему в исходном состоянии.

В термодинамике система определяется как тело или совокупность взаимодействующих тел, мысленно выделенные из окружающей среды замкнутой поверхностью. Системами являются планета Земля, земная кора, атмосфера, Мировой океан, озеро, рудное месторождение, водоносный горизонт, участок

водоносного горизонта, в пределах которого происходит взаимодействие подземных вод с какими-либо минералами.

Всякая система находится в некотором термодинамическом состоянии, характеризуемом совокупностью термодинамических параметров (свойств): температурой, давлением, массой и химическим составом фаз и т.д. Изменение любых термодинамических параметров (свойств) приводит к изменению термодинамического состояния системы.

Гидрогеохимическая система — это система взаимодействующих между собой веществ подземных вод, газов и горных пород. В таких реальных природных системах условия идеальности уже не соблюдаются. Реальные подземные воды, особенно более минерализованные, характеризуются значительными отклонениями от свойств идеальных растворов. Эти отклонения обусловлены активными электростатическими взаимодействиями между химическими частицами раствора, приводящими к существенным энергетическим изменениям свойств системы. Степень такого отклонения свойств реальных подземных вод от свойств идеального раствора изменяется в зависимости от того солевого фона, который формируется в подземных водах в зависимости от их химического состава и минерализации. Поэтому в приложении к реальным подземным водам при оценке концентраций веществ в водной фазе используется понятие эффективной активной концентрации, или активности, а при оценке концентраций веществ в газовой фазе — понятие фугитивности или летучести. [23]

В связи с этим, был поставлен модельный эксперимент в сопоставлении с данными опробования природного объекта, охватывающего область питания на северо-востоке территории и транзита нижнего и верхнего ярусов плиоценового водоносного комплекса, литологический состав водовмещающих отложений горизонтов подземных вод представляет собой переслаивание толщ песка, алевроитов и супесей, местами с включением гравия, щебня и дресвы.

Априори двумя главными факторами, кардинально ведущими к изменению солености подземных вод данной области исследования являются: минеральный состав водовмещающих пород и вертикальная фильтрация флюидных вод по разломам (а фильтрация из области питания и смешение седиментационными водами?) Первый приводит к постепенному росту минерализации подземных вод по направлению их движения. Второй – приводит к дискретному (локальному) нарушению закономерностей, обусловленных первым фактором. Поэтому цель исследований заключается в установлении регрессионной составляющей геохимических процессов в системе водовмещающие породы-вода по потоку подземных вод в пределах изучаемой площади.

Оценка интенсивности водообмена в гидрогеологических структурах на химический состав грунтовых вод определится по изменению отношения масс породы и воды (Т:Ж), учитывающий пористость водовмещающих пород, для моделирования вся пористость - активная.

4.3.1. Методы и подходы

Для анализа процесса формирования качественного состава подземных вод с позиции системы взаимодействия «вода-порода-газы атмосферы» целесообразно привлечение методов физико-химического компьютерного моделирования, позволяющих проследить особенности процессов геохимической эволюции системы. В основу численного моделирования положен программный комплекс HCh for Windows (v.4.6) [46,48]. Его особенность заключается в расчете равновесных составов гидрогеохимических систем по алгоритмам, задаваемым самим пользователем. Таким образом, нами производится схематизация геологических, гидрогеологических, геохимических условий и подготовка входной информации для расчета равновесий по схеме, которая также определяется из гидродинамических условий исследуемой территории.

Последовательность циклических равновесных расчетов опирается на метод проточного реактора [20], подразумевающий разбиение ленты тока на блоки-ячейки, соответствующие шагу моделирования. При этом, механизм расчета может базироваться на валовых составах системы как «векторах-константах» при изменении внешних условий (температура, давление, потенциалы вполне подвижных компонентов), так и векторных переменных, представляющих собой валовый состав равновесной системы (водной, твердой, жидкой и газовой частей), полученный на предыдущем шаге расчета. То есть можно рассматривать процесс фильтрации воды через породу с двух позиций: изменение породы при пропуске порций воды через нее и изменение водной фазы при прохождении через блок породы. Совместное рассмотрение этих двух изменений дает реальную картину развития геохимических систем с термодинамических позиций.

Моделирование геохимических взаимодействий в системе «вода-порода-газы атмосферы» предполагает знание валового состава ее компонентов.

Формирование среднего минерального состава водовмещающих пород выполнено в два этапа. Сначала определялось процентное соотношение между песками и алевроитовыми породами в литолого-геологическом разрезе плиоценового водоносного комплекса, а затем минеральный состав песков и алевроитов приводился к 100% валового состава пород, поскольку в их составе присутствуют одинаковые минералы.

Пористость пород, как известно, зависит в первую очередь от геометрии каркаса зерен породы и гранулометрического состава. В предельном приближении строение большинства естественных разнотернистых скоплений приближается к ромбоэдрическому расположению или так называемой «плотной» упаковке [36]. При ромбоэдрической упаковке шаров одного размера пористость равняется 25.95%, а при кубической («свободной») – 47.64%. Однако, существует понятие «эффективной пористости», которая при плотной упаковке составляет всего 9.3%. Это различие

следует учитывать при рассмотрении движения воды через породу. Применяемая в данной работе схематизация не учитывает проницаемость пород с позиции вязкости жидкости, поэтому для моделирования была принята пористость, соответствующая среднему значению для алевропесчаных пород.

4.3.2. Данные для моделирования

Исходя из методов и подходов формирования модели, описывающей территорию исследования и процесс фильтрации подземных вод в пределах плиоценового водоносного комплекса, был задан минеральный состав водовмещающих пород, химический состав инфильтрующихся вод, поровое пространство фильтрации, а также температура и давление вполне подвижных компонентов гидрогеохимической системы (PCO_2 и PO_2).

Минеральный состав песков плиоценового водоносного комплекса дельты р. Меконг в основном: 62,52-71,9% - кварц, 0,79-1,56% - полевые шпаты, 3,42-13,03% - обломки пород.

Согласно [47] основными минералами тяжелой фракции покровных отложений Вьетнама является комплекс весьма устойчивых минералов: турмалин, циркон, рутил и рудных лимонит, гематит, магнетит, лейкоксен. В качестве незначительной примеси встречаются эпидот, пироксен, пирит, галенит. Средний минеральный состав тяжелой фракции в районе г.Хошимин представлен (%): ильменитом (18), лейкоксом (13), цирконом (5), турмалином (43), рутилом (6) и лимонитом (15). Следует отметить, что во многих пробах других районов опробования в весовых количествах (до 33%) присутствует магнетит. Легкая фракция сложена кварцем. Эти данные были положены в основу геохимического описания водовмещающих пород плиоценового водоносного комплекса.

Минеральный состав алевроитов был заимствован из работы [20], который включал (%): каолинит и глинистые минералы (7.5); серицит и парагонит (16.6); кварц (36.7); хлорит и серпентин (8.2); лимонит, гематит, пирит (3.0); кальцит и доломит

(0.5); полевые шпаты (12.6); цеолиты (3.0); титанит и рутил (1.7); карбонатное вещество (0.2).

В целом, для моделирования был составлен следующий ряд минералов, валовый состав которых соответствовал алевропесчаным породам с коррекцией (поправкой) на геоморфологические условия изучаемой территории (%): кварц (63.2), альбит (4.4), анортит (4.4), санидин (6.8), микроклин (2.8), каолинит (1.2), парагонит (1.6), антигорит (1.6), рутил (1.1), диксит (0.2), галлуазит (0.2), иллит (0.2), анальцит (0.2), ломонит (0.2), циркон (0.9), ильменит (1.8), мусковит (1.2), бейделлит (0.2), хлорит (0.9), сапонит (0.1), пироксен (энстатит (0.8), диопсид (0.8)), доломит (0.8), кальцит (0.4), аннит (0.2), магнетит (0.2), биотит (0.4), флогопит (0.1), гематит (0.2), пирит (0.1), титанит (0.1), антофиллит (1.6), углерод (0.04). В качестве источника хлора использован галит в количестве 0.1%.

Кислотно-щелочные условия для морских вод в среднем составляют 7.5-8.4 pH и контролируются карбонатной буферной системой [1]. В зависимости от глубины окислительно-восстановительные условия изменяются в широких пределах: Eh от -100 до +300 мВ [41] (рис. 4.6).

Средний химический состав мирового океана по [32], мг/л: Na^+ 10764, K^+ 387, Mg^{2+} 1297, Ca^{2+} 408, Cl^- 19353, SO_4^{2-} 27014, HCO_3^- 143.

Состав атмосферных осадков взят для районов избыточного увлажнения [53] (мг/л): Cl 4.1, SO_4^{2-} 5.0, HCO_3^- 5.0, NO_3^- 0.4, Ca^{2+} 0.8, Mg^{2+} 0.6, Na^+ 3.0, K^+ 0.5, NH_4^+ 0.5; pH 5.6.

Поровое пространство по «пропускной» способности было приравнено к активной пористости, т.е. 20%.

Средняя плотность водовмещающих пород принята по кварцу, как доминирующему минералу алевропесчаных пород (2.65 г/см³). Существует понятие объемной плотности пород, т.е. с учетом порового пространства. Связь между объемной плотностью (δ) и плотностью (δ_0) выражается через пористость (P, д.е.): $\delta =$

$\delta_0 (1 - P)$. Поэтому приняв пористость породы равной 0.2 – объемная плотность будет равна 2.12 г/см^3 . Тогда отношение масс водовмещающей породы (Т) и воды (Ж), при допущении плотности подземных вод 1 г/см^3 , будет равным 10.6.

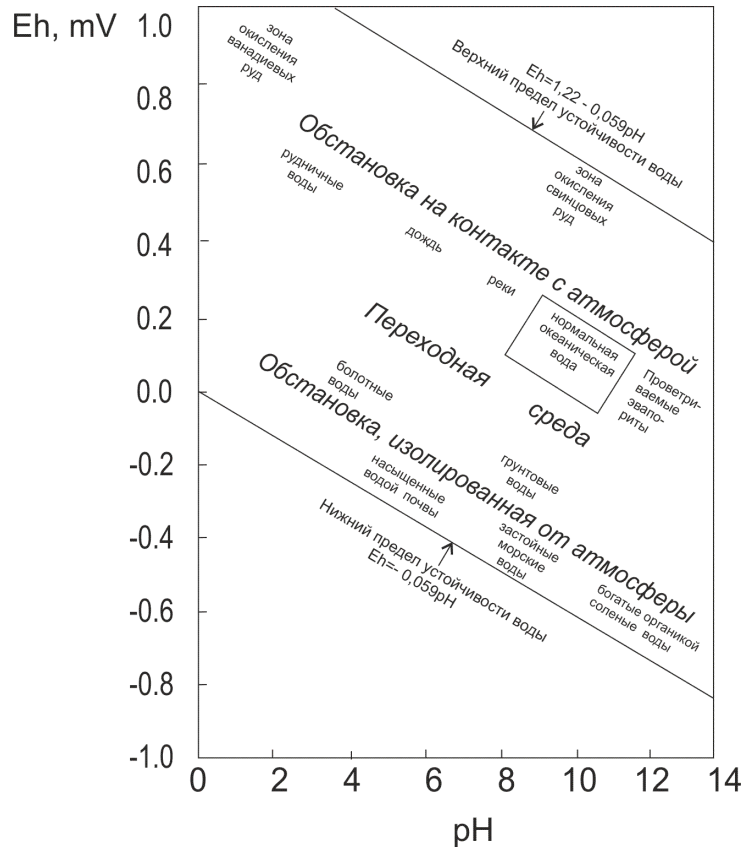


Рисунок 4.6 – Схема распределения некоторых природных обстановок в координатах pH-Eh (А.И. Перельман) с выделенной областью морских вод

ГЛАВА 5

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДЕЛЬТЫ Р. МЕКОНГ

5.1. Результаты изотопных исследований подземных вод дельты р. Меконг

5.1.1. Результаты оценки условий формирования подземных вод по данным изучения стабильных изотопов О и Н

Отбор проб и исследования подземных вод дельты р. Меконг по изотопному методу разделяются на 2 этапа из-за изменения гидрогеологической стратификации в 2001 году на основе стандарта Советского Союза [5]. (см. Подраздел 2)

Полученные результаты на *первом этапе* сравнивались не с локальной линией метеорных вод (линией метеорных вод для дельты р. Меконг «ЛЛМВ»), а с линией Крэйга. Это одна из причин, наряду с изменением гидрогеологической стратификации в 2001 году, которая приводит к не корректным и не логичным результатам при решении вопроса формирования подземных вод дельты р. Меконг (см. Подраздел 2).

Ниже, на рис. 5.1 показано расположение точек отбора проб на стабильные изотопы в дельте р. Меконг до 2001 года:

Таблица 5.1 – Число образцов, отобранных для определения изотопных характеристик кислорода и водорода в подземных водах в дельте р. Меконг до 2001г.

Водоносные горизонты	Количество проб	
	^{18}O	D
Атмосферные осадки	0	0
Поверхностные воды	19	19
Голоцен	0	0
Средеплейстоцен	96	96
Нижнеплейстоцен	15	15
Плиоцен	29	29
Миоцен	0	0
Докайнозойский фундамент	0	0

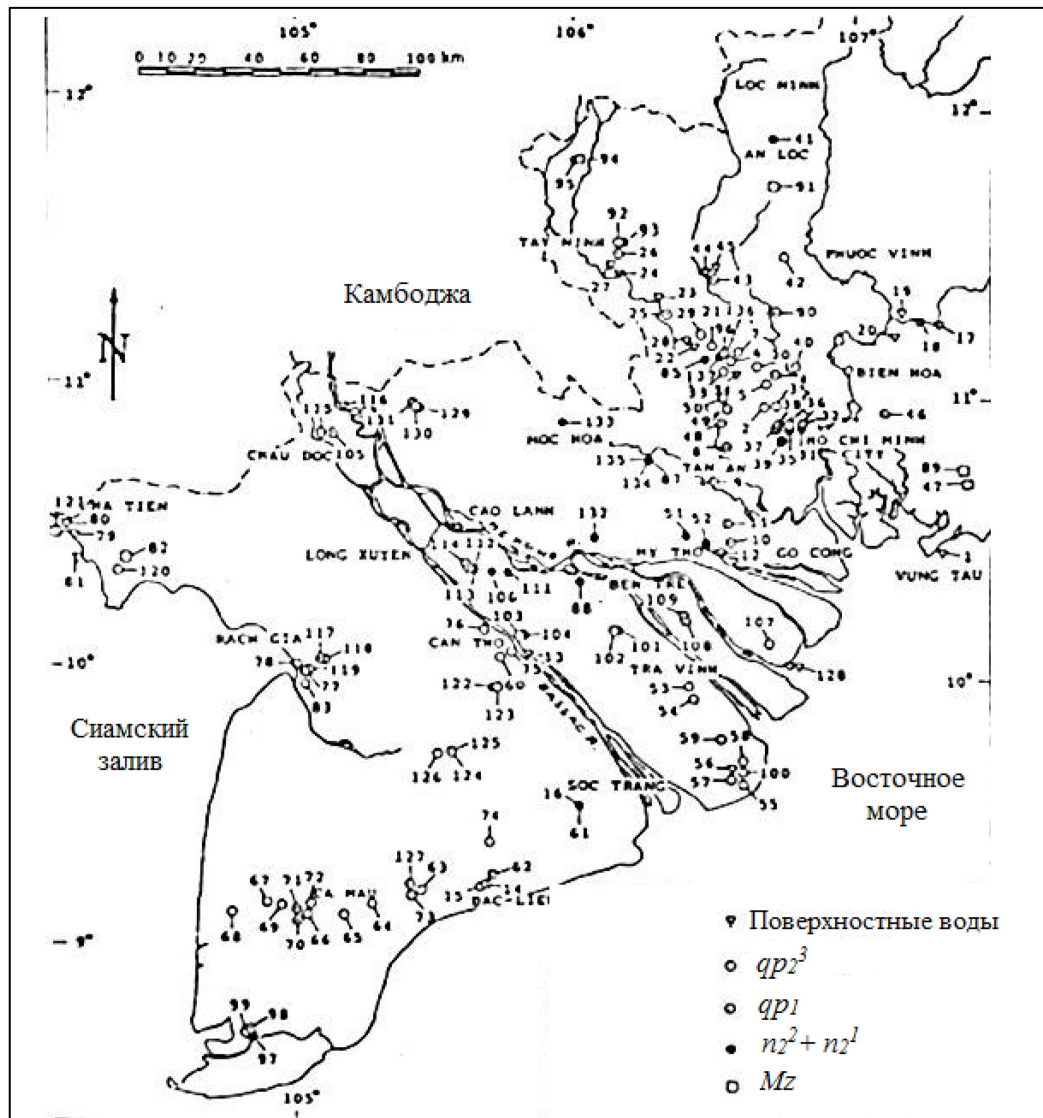


Рисунок 5.1 – Расположение точек отбора проб на стабильные изотопы в дельте р. Меконг до 2001 года

Рис. 5.1 и табл. 5.1 показали, что количество отобранных проб подземных вод в основном неглубоких водоносных горизонтов достигает 111 проб, и только 29-ть проб из глубоких водоносных горизонтов. Более того, точки отбора проб расположены в основном в Юго-Восточной области и в центре дельты. Таким образом, количество отобранных проб не было достаточным, и сам отбор проб был выполнен только в неглубоких водоносных горизонтах.

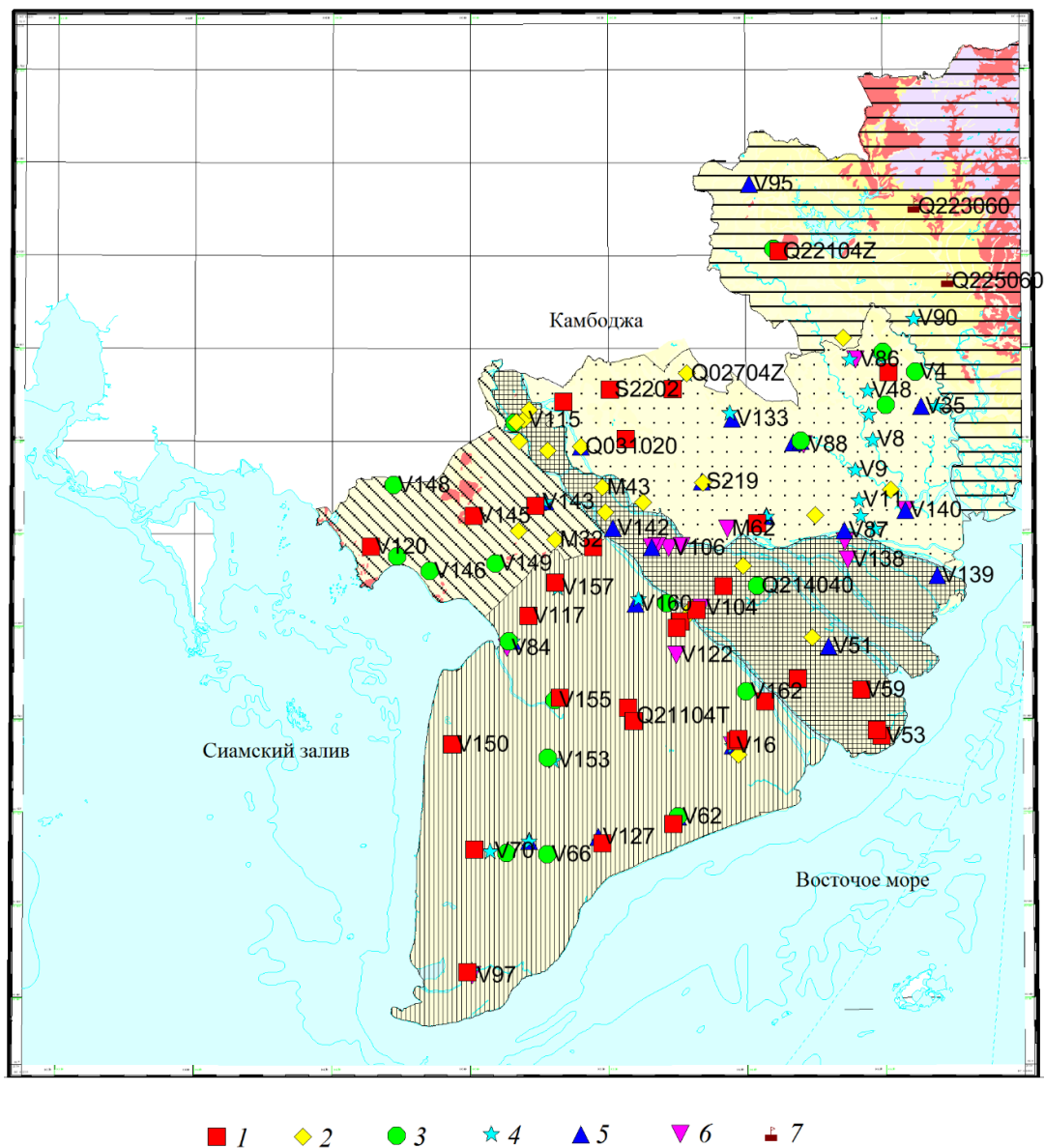
Второй этап – после 2001 года, когда было установлено, что плиоценовый водоносный горизонт имеет 2-х членное строение, и были выделены средний и

нижний плиоцен. Следовательно, на основе сравнения глубины скважин с гидрогеологическими разрезами, количество проб верхне- и нижнеплиоценового водоносных горизонтов, соответственно 19 и 10.

Чтобы добавить больше данных в базу для исследования формирования подземных вод дельты р. Меконг, в 2015 и 2016 гг. были отобраны 70 проб для изучения химического состава и определения изотопного состава кислорода и водорода. В результате была собрана представительная (210 проб подземных вод) база геохимических данных, характеризующая все водоносные горизонты дельты р. Меконг (табл. 5.2 и рис. 5.2). Все пробы приведены в соответствие с современной стратиграфической шкалой. Наряду с опробованием подземных вод отобраны три пробы речной воды. Отбор проб проводился в соответствии с процедурой, предусмотренной стандартом Международного агентства по атомной энергии (МАГАТЭ) [66].

Таблица 5.2 – Число образцов, отобранных для определения изотопных характеристик кислорода и водорода в подземных водах в дельте р. Меконг с 1982 по 2016 год

<i>Водоносные горизонты</i>	<i>До 2001 года</i>	<i>После 2001 года</i>	<i>2015-2016</i>	<i>Всего</i>
qh	0	0	0	0
qp_3	-	48	4	52
qp_2^3	96	48	9	57
qp_1	15	15	9	24
n_2^2	29	19	15	34
n_2^1		10	11	21
n_1^3	0	0	20	20
Mz	0	0	2	2
<i>Всего</i>	-	140	70	210



1 – qr_3 ; 2 – qr_{2-3} ; 3 – qr_1 ; 4 – n_2^2 ; 5 – n_2^1 ; 6 – n_1^3 ; 7 – Mz;

Рисунок 5.2 – Расположение точек отбора проб на стабильные изотопы в дельте р. Меконг с 1982 – 2016 гг.

Кроме отбора проб подземных и поверхностных вод, были установлены станции мониторинга изотопов в осадках. Как известно, что географическая широта, климат, высота и среднегодовая температура, местности влияют на изменение изотопного состава метеорных и поверхностных вод Земли. Поэтому места станций отбора проб

метеорных вод определяются на основе физико-географического положения дельты р. Меконг, которое было представлено во второй главе. Следовательно, станции мониторинга изотопов в осадках находятся в городах Хошимин и Кан-Тхо (рис. 5.2), которые распределены вдоль с северо-востока на юго-запад. В этом направлении показывается изменение среднегодового количества осадков. А также основное направление ветра и уменьшение абсолютных отметок местности дельты р. Меконг (см. Подраздел 1.1.3).

Пробы атмосферных осадков отбирались ежемесячно. Единичная проба представляла собой смесь атмосферных осадков, которая собиралась в течение периода наблюдения (1 мес.) и подлежала фильтрованию через фильтры с диаметром пор 0,45 мкм в условиях вакуума.

Пробы на стабильные изотопы отбирались в отдельные пробирки емкостью 2 мл. Определения значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD выполнялись на приборе ДНТ-100 в Департаменте изотопной гидрогеологии ядерного центра Хошимина. Результаты приведены относительно стандарта SMOW, погрешность измерения $\delta^{18}\text{O}$ и δD 0,15 и 1 ‰ соответственно.

Полученные результаты этих двух станций мониторинга наряду с данными программы мониторинга изотопного состава атмосферных осадков южных равнин Вьетнама в 2007-2015 гг. [78] решат задачи создания локальной линии метеорных вод для дельты р. Меконг «ЛЛМВ». График «ЛЛМВ» характеризуется линейной зависимостью между δD и $\delta^{18}\text{O}$:

$$\delta\text{D} = 6,55\delta^{18}\text{O} + 4,69$$

Ниже, в табл. 5.3 показаны данные статистической обработки результатов изотопных исследований:

Таблица 5.3 – Изотопные характеристики кислорода и водорода в подземных водах в дельте р. Меконг за период 1982 по 2016 год.

Параметр	Значения $\delta^{18}\text{O}$ (‰)		Значения δD (‰)	
	<i>Средние значения</i>	<i>Стандартное отклонение</i>	<i>Средние значения</i>	<i>Стандартное отклонение</i>
Атмосферные осадки	-7,14	1,71	-38,15	14,12
Поверхностные воды	-6,35	0,37	-41,30	2,50
qr ₃	-6,35	0,77	-46,90	5,90
qr ₂₋₃	-6,37	0,78	-46,10	5,80
qr ₁	-6,50	0,63	-45,05	3,70
n ₂ ²	-7,02	1,39	-47,10	9,30
n ₂ ¹	-7,01	0,42	-50,15	3,50
n ₁ ³	-6,66	1,48	-46,85	10,20
Mz	-7,62	0,21	-51,40	1,90

Таким образом, для стабильных изотопных данных О и Н имеем следующее:

Данные статистической обработки результатов изотопных исследований показывают (табл. 5.3), что с увеличением глубины залегания подземных вод наблюдается уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD , за исключением подземных вод верхнемиоценового водоносного горизонта (n₁³).

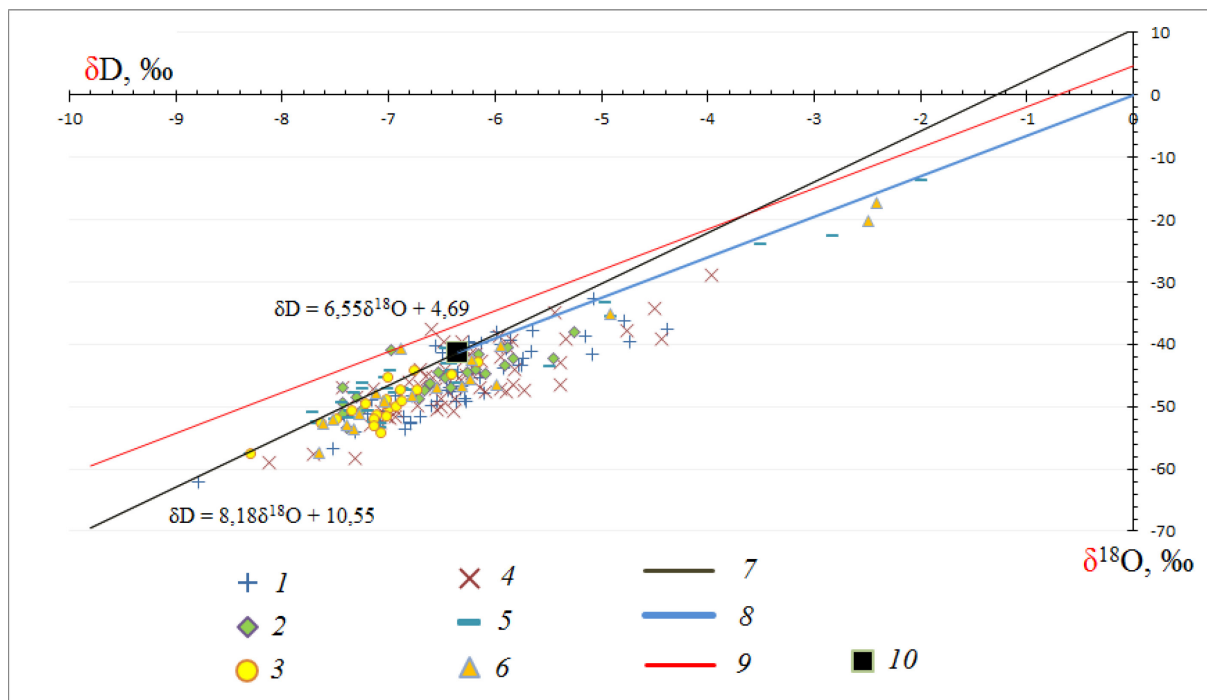
Значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD верхнеплейстоценового водоносного горизонта (qr₃) и поверхностных вод почти эквивалентны, в то время как значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD поверхностных вод и атмосферных осадков различны (табл. 5.3).

Количество проб водоносного горизонта в трещинах докайнозойского фундамента (pz-mz) ограничено только 2-мя пробам на большой площади исследования (40.548,2 km²) (табл. 5.2), потому как это самый глубокий водоносный горизонт дельты р. Меконг, и у нас нет эксплуатационных или мониторинговых скважин. Добавим, что в настоящее время оцененные эксплуатационные запасы водоносных горизонтов достаточны для удовлетворения спроса фактического эксплуатационного расхода подземных вод. Поэтому докайнозойский водоносный горизонт еще не задействован в исследованиях.

В целом, всё количество стабильных изотопных проб представляется достаточным для исследования и оценки происхождения подземных вод дельты р. Меконг. Точки отбора проб основных объектов исследования (n_2^2 , n_2^1) создают обширную беспорядочно распределённую сеть, расположенную в основном в гидрогеологическом бассейне I,II (рис. 5.2), но очень ограниченную бассейнах III,IV. Причиной такого распределения точек отбора проб является плохое расположение имеющихся эксплуатационных или мониторинговых скважин.

В целом, анализ условий формирования подземных вод плиоценового водоносного комплекса Р. Меконг по стабильным изотопам О и Н позволил установить следующие результаты:

Генезис подземных вод в дельте р. Меконг с применением изотопных исследований выяснялся путем сопоставления изотопного состава различных типов вод исследуемого региона со стандартной локальной линией метеорных вод для дельты р. Меконг («ЛЛМВ» [78]), линией смешения подземных и морских вод («ЛСПМ» [76]) и линией Крэйга (мировой стандарт для метеорных и поверхностных вод [76]) (рис. 5.3).



1-6 – подземные воды (водоносные горизонты: 1 – qr_3 ; 2 – qr_1 ; 3 – n_2^1 ; 4 – qr_{2-3} ; 5 – n_2^2 ; 6 – n_1^3); 7 – глобальная линия метеорных вод (линия Крейга); 8 – ЛСПМ; 9 – ЛЛМВ; 10 – средний состав поверхностных вод;

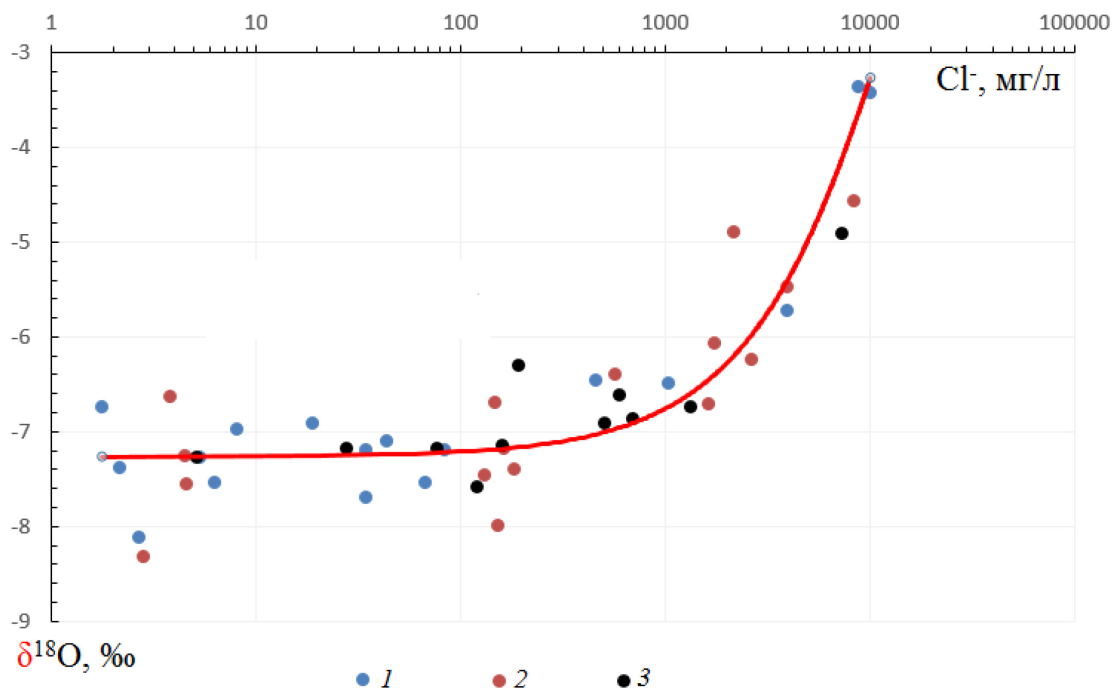
Рисунок 5.3 – Зависимости изотопных характеристик кислорода и водорода поверхностных и подземных вод дельты р. Меконг

Большинство значений ^{18}O и D для подземных вод дельты р. Меконг распределены вдоль линии «ЛЛМВ» или расположены ниже неё (рис. 5.3). В соответствии с этим, условия формирования подземных вод Р. Меконг связаны с инфильтрацией атмосферных осадков (метеорных вод) [76].

Точки, характеризующие значения изотопов ^{18}O и D для подземных вод в верхнеплейстоценовом (qr_3), верхне-средне-плейстоценовом (qr_{2-3}) и нижнеплейстоценовом (qr_1) водоносных горизонтах, расположены рядом с точкой, характеризующей поверхностные воды (рис. 5.3). Этот факт указывает на то, подземные воды плейстоценовых отложений в дельте р. Меконг имеют гидравлическую взаимосвязь с поверхностными водами и водами атмосферных осадков, инфильтрующихся в плейстоценовые водоносные горизонты.

Дополнительно следует отметить, что фигуративные точки верхнеплиоценового (n_2^2) и миоценового (n_1^3) горизонтов на графике (рис. 5.3) распределяются вдоль линии ЛСПМ и характеризуются самыми высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ и δD . Это позволяет заключить, что воды указанных водоносных горизонтов формируются в результате смешения атмосферных и морских вод.

Этот вывод подтверждается и анализом значений $\delta^{18}\text{O}$ в зависимости от концентрации хлор-иона в водоносных горизонтах неогенового возраста (рис. 5.4). На рисунке видно, что значения $\delta^{18}\text{O}$ увеличиваются с ростом концентрации Cl^- . Такая связь геохимических характеристик вод указывает на то, что минерализованные воды с высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ образуются в результате смешения инфильтрационных вод (пресных и изотопно легких) с седиментационными, изначально имеющими морской генезис.



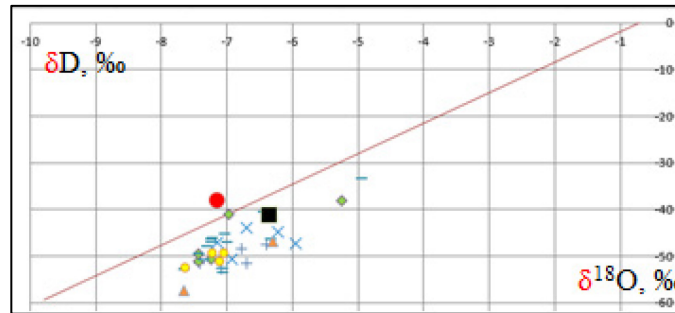
1-3 водоносные горизонты: 1 – n_2^2 ; 2 – n_2^1 ; 3 – n_1^3 ;

Рисунок 5.4 – График корреляции между $\delta^{18}\text{O}$ и концентрацией хлора на логорифмической шкале

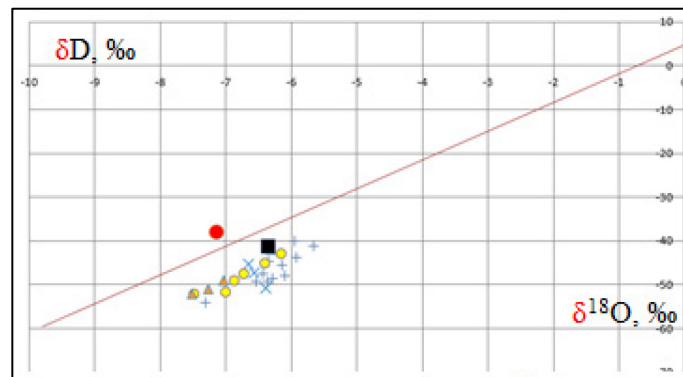
Данные статистической обработки результатов изотопных исследований показывают (табл. 5.3), что с увеличением глубины залегания подземных вод наблюдается уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD . Такая закономерность в сочетании с общей тенденцией к снижению $\delta^{18}\text{O}$ и δD атмосферных осадков с удалением от береговой линии морского бассейна может быть связана с удалением от береговой линии в континентальную часть региона областей питания глубоких водоносных горизонтов по сравнению с областями питания выше расположенных горизонтов. Она также может быть следствием проявления высотной изотопной зональности атмосферных осадков и, таким образом, отражать расположение на более высоких абсолютных отметках областей питания более глубоких горизонтов.

Общую тенденцию нарушают только воды миоценового водоносного горизонта (n_1^3). По сравнению с выше- и нижележащими горизонтами они отличаются более высокими средними значениями $\delta^{18}\text{O}$ и δD . Возможно, это является следствием их формирования в результате смешения атмогенных и морских вод (это обсуждалось выше). Однако эти процессы не оказывают влияния на средние характеристики изотопного состава кислорода и водорода других водоносных горизонтов неогена.

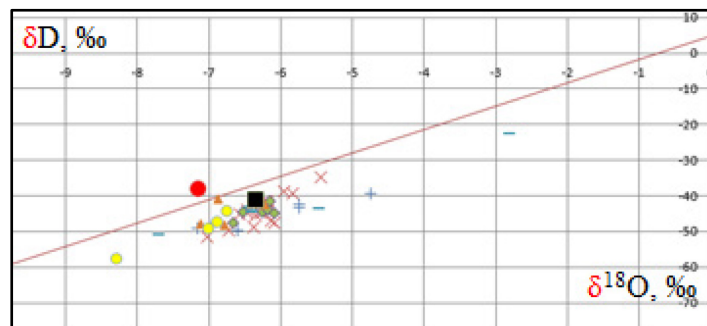
Для оценки изменения значений стабильных изотопов подземных вод в пространстве и их взаимосвязи со значениями поверхностных вод, пробы подземных вод разделены на три группы по гидрогеологическим бассейнам (рис. 5.5), границы которых являются разломами Тянь и Хау.



а. I-ый гидрогеологический бассейн



б. II-ой гидрогеологический бассейн



в. III+IV-ый гидрогеологический бассейн

+ 1 ♦ 2 ● 3 × 4 — 5 ▲ 6
 — 7 — 8 — 9 ■ 10

1-6 – подземные воды (водоносные горизонты: 1 – qr_3 ; 2 – qr_1 ; 3 – n_2^1 ; 4 – qr_{2-3} ; 5 – n_2^2 ; 6 – n_1^3); 7 – глобальная линия метеорных вод (линия Крейга); 8 – ЛСПМ;
 9 – ЛЛМВ; 10 – средний состав поверхностных вод;

Рисунок 5.5 – График зависимости между значениями изотопа кислорода-18 и дейтерия водоносных горизонтов

По направлению с северо-востока на юго-запад, соответствующего рисункам а,б и в, выявляется тренд сближения стабильных изотопных значений подземных вод к значению среднего состава поверхностных вод (рис. 5.5). Заметим, что пробы поверхностных вод представляют собой воды протоков Тянь и Хау. Поэтому вопросом является возможность гидравлической взаимосвязи подземных вод дельты р. Меконг с поверхностными водами. Возможно, что воды протоков Тянь и Хау инфильтрируются в водносные горизонты через разломы Тянь и Хау и изменяют значения стабильных изотопов подземных вод. Этот факт указывает на то, что разломы Тянь и Хау влияют на формирование и направление потока подземных вод дельты р. Меконг.

5.1.2. Результатам изучения условия формирования подземных вод в дельте р. Меконг по изотопному радиоуглероду ^{14}C

Исследования стабильных изотопов так же, как исследования радиоактивных изотопов разделяются на два этапа – до и после 2001 года:

На первом этапе, до 2001 года для определения датирования подземных вод в дельте р. Меконг, кроме 117-ти проб воды, определившихся по радиоуглеродному методу, есть еще 37 проб, которые определялись по тритиевому методу (Т) (табл. 5.4). Период тритиевого полураспада составляет 12,43 лет, а максимальная оптимальная величина измерения абсолютного возраста подземных вод по этому методу датирования составляет 60 лет. Поэтому тритиевый метод обычно используется для определения датирования подземных вод неглубоких и поверхностных водоносных горизонтов.

Таблица 5.4 – Число образцов, отобранных для определения датирования подземных водах в дельте р. Меконг до 2001 года

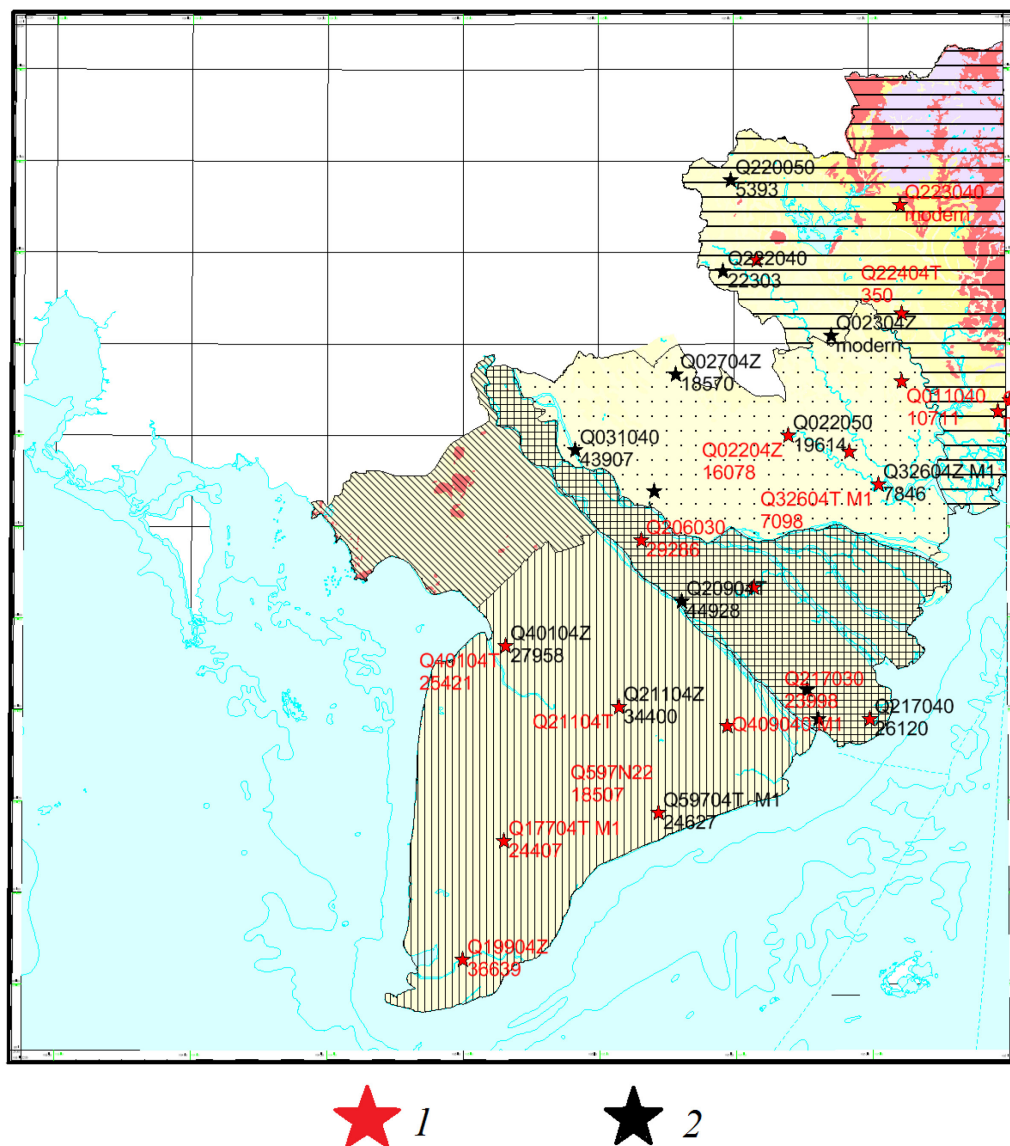
Водоносные горизонты	Количество проб	
	^{14}C	^3H
Поверхностные воды	0	9

Голоцен	0	0
Средеплейстоцен	38	7
Нижнеплейстоцен	33	7
Плиоцен	42	14
Миоцен	4	0
Докайнозойский фундамент	0	0
Всего	117	37

Второй этап - после 2001 года, дополнительно было отобрано 18 проб верхнеплиоценовых и 17 проб воды нижнеплиоценовых водоносных горизонтов для изучения химического состава и определения датирования подземных вод (рис. 5.5 и табл. 5.7). В результате была собрана представительная (42 образцов верхнеплиоценовых и 35 образцов нижнеплиоценовых вод) (табл. 5.5) база радиоизотопных данных, характеризующая плиоценовый водоносный горизонт дельты р. Меконг.

Таблица 5.5 – Число образцов, отобранных для определения датирования подземных вод в дельте р. Меконг с 1982 по 2016 году

<i>Водоносные горизонты</i>	<i>До 2001 года</i>	<i>После 2001 года</i>	<i>2015-2016</i>	<i>Всего</i>
qh	0	0	0	0
qp_3	-	18	5	23
qp_2^3	38	20	9	29
qp_1	33	33	9	42
n_2^2	42	24	18	42
n_2^1		18	17	35
n_1^3	4	4	11	15
Mz	0	0	2	2
<i>Всего</i>	-	117	71	188



I – верхнеплиоценового водоносного горизонта; 2 – нижнеплиоценового водоносного горизонта

Рисунок 5.6 – Расположение точек отбора проб на радиоуглеродный анализ дельты р. Меконг в 2015-2016 гг.

Отбор проб проводился в соответствии с процедурой, предусмотренной положениями Международного агентства по атомной энергии (МАГАТЭ) [66].

Радиоуглерод ^{14}C в подземных водах осаждался BaCO_3 , при этом трансформировался в бензол (C_6H_6). Измерения содержания ^{14}C выполнялись на приборе «LKB WLLac Cango 1217» в Департаменте изотопной гидрогеологии

Ядерного центра Хошимина. В соответствии с используемым методом предел определения абсолютного возраста достигает 45 тыс. лет. Ниже, на табл. 5.6 показаны возрастные характеристики подземных вод водоносных горизонтов дельты р. Меконг.

Таблица 5.6 – Возрастная характеристика подземных вод водоносных горизонтов дельты р. Меконг с 1982 по 2016 году

<i>Водоносные горизонты</i>	<i>Возраст, лет</i>		
	<i>минимум</i>	<i>максимум</i>	<i>Среднее</i>
qp_3	современный	30200	10710
qp_2^3	современный	40000	14791
qp_1	2500	33200	14635
n_2^2	современный	40000	15858
n_2^1	современный	44928	23194
n_1^3	10100	40000	24740
Mz	2500	18100	12066

Таблица 5.7 – Возраст и отметки глубин опробования верхнеплиоценового водоносного горизонта в 2015 и 2016 гг.

<i>Водоносные горизонты</i>	№	Код проб	Отметки глубин опробования, м	Концентрация хлор-иона, мг/л	Возраст, лет
верхнеплиоценовый	1	Q040040	30.5	1.8	Современный
	2	Q22404T	64.5	2.2	350
	3	Q223040	11.0	8.1	Современный
	4	Q22104Z	119.0	2.7	3312
	5	Q011040	174.5	6.3	10711

	6	Q714040	30.0	18.9	Современный
	7	Q02204Z	205.0	5.3	16078
	8	Q604050	194.0	34.7	12932
	9	Q217030	230.0	34.7	23998
	10	Q17704T	236.0	43.2	24407
	11	Q206030	268.0	67.0	29286
	12	Q597N22	250.0	83.2	18507
	13	Q19904Z	321.0	456.0	36639
	14	Q40104T	215.0	1043.9	25421
	15	Q32604T	206.0	3956.0	7098
	16	Q409040	225.0	6516.0	-
	17	Q21104T	228.0	8873.0	-
	18	Q214030	272.0	10104.0	11104
нижнеплиоценовый	1	Q02304Z	115.0	4.5	Современный
	2	Q220050	158.0	2.8	5393
	3	Q222040	205.0	3.8	22303
	4	Q022050	268.0	4.6	19614
	5	Q32604Z	303.0	152.0	7846
	6	Q02704Z	260.0	147.1	18570
	7	Q031040	288.5	181.9	43907
	8	Q217040	352.0	132.0	26120
	9	Q59704T	277.0	162.0	24627

	10	Q20904T	310.0	566.0	44928
	11	Q40104Z	282.0	1626.8	27958
	12	Q604060	296.0	1753.0	13224
	13	Q21104Z	346.0	2160.0	34400
	14	Q606060	320.0	2636.4	24035
	15	Q405050	486.0	3943.0	23002
	16	Q214040	366.0	8364.0	13163
	17	Q40404T	333.0	11076.0	7010

Таким образом, для радиоактивных изотопов имеем следующее:

Результаты проведенных исследований для подземных вод водоносных горизонтов (табл. 5.6, 5.7) в заданном диапазоне определения возраста показали, что выбор радиоуглеродного метода датирования является оптимальным.

Количество проб водоносного горизонта в трещинах докайнозойского фундамента (pz-mz) ограничено только двумя (табл. 5.5).

Средние возрасты подземных вод водоносных горизонтов дельты р. Меконг (табл. 5.6), показывают, что с увеличением глубины залегания водоносных горизонтов наблюдается увеличение возраста подземных вод (не считая Mz). Для более четкого наблюдения за трендом, посмотрим на табл. 5.8, в которой представлены пробы из других водоносных горизонтов в том же месте.

Таблица 5.8 – Изменение возраста подземных вод с глубиной на станциях мониторинга

Водоносные горизонты	Код станции мониторинга			
	Q401, лет	Q022, лет	Q214, лет	Q177, лет
<i>qh</i>	-	-	-	-
<i>qрз</i>	12179	-	-	Современный

qp_2^3	13169	6947	-	15158
qp_1	17271	13100	11527	19108
n_2^2	25421	16078	11104	24407
n_2^1	29877	18600	13163	-
n_1^3	-	-	14070	-
Mz	-	-	-	-

По таблице 5.6 и 5.8 видно, что закономерности увеличения возраста подземных вод по глубине залегания водоносных горизонтов и уменьшения значений $\delta^{18}O$ и δD (табл. 5.3) показали связь с удалением от береговой линии в континентальную часть региона областей питания глубоких водоносных горизонтов по сравнению с областями питания вышерасположенных горизонтов. Она также отражает расположение на более высоких абсолютных отметках областей питания более глубоких горизонтов.

Точки отбора проб основных исследуемых объектов (n_2^2 , n_2^1) имеют широкую распространенную сеть, но хаотично распределённую в основном в гидрогеологическом бассейне I,II (рис. 5.6), а в III и IV гидрогеологических бассейнах очень ограниченную из-за плохого расположения имеющихся эксплуатационных или мониторинговых скважин.

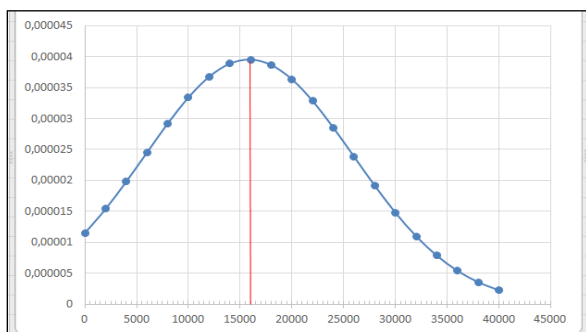
5.1.2.1. Построение карт возраста подземных вод дельты р. Меконг по геостатистическому методу «кокригинг»

Первым и весьма важным этапом является статистический анализ данных, чтобы определить наличие ошибок и выбросов. Результаты статистического анализа возраста и глубины опробования верхне- и нижнеплиоценового горизонтов (табл. 5.9) показывают, что среднее арифметическое (среднее) практически равно медиане (ошибка составляет только 0,05% для верхнеплиоценового и 0,3% для нижнеплиоценового). Нормальное распределение основной переменной (рис. 5.7), которое имеет только одну моду, и малый коэффициент асимметрии (0,40 для

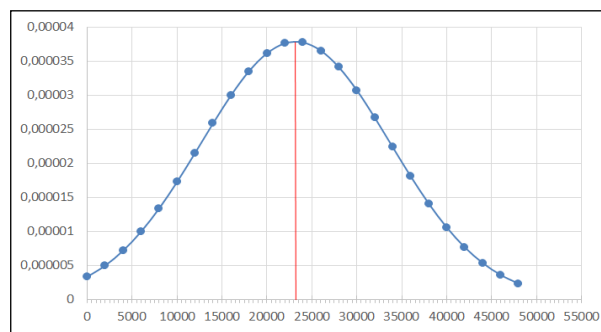
верхнеплиоценового и 0,17 для нижнеплиоценового), показывают, что распределение вероятностей возрастных значений является колоколообразным распределением, которое отлично демонстрирует свойства нормального распределения (см. подраздел 4.2.1). В возрастных данных не кластеризуют и не выявляют выбросы (табл. 5.10).

Таблица 5.9 – Результаты статистического анализа возраста и глубина опробования

Параметры	Возраст, лет		Отметки глубин опробования, м	
	n_2^2	n_2^1	n_2^2	n_2^1
Минимум	современный	современный	335	42
Максимум	40000	44928	11	486
Среднее арифметическое	15858	23194	188	278
Медиана	15900	22400	205	290
Мода	15000	17900	220	275
Среднеквадратическое отклонение	0,43	0,17	-0,59	-0,7
Дисперсия	1753438	107813210	6971	7236
Стандартное отклонение	10087	10534	83	86
Количество проб	42	38	42	38



а. n_2^2



б. n_2^1

Рисунок 5.7 – График нормального распределения возрастной переменной

Определение наличия ошибок и выбросов данных возраста подземных вод верхне- и нижнеплиоценовых горизонтов на основе критерия Шовене (см. подраздел 4.2.1) представлено ниже, в табл. 5.10:

Таблица 5.10 – Определение наличия ошибок и выбросов данных возраста подземных вод верхне- и нижнеплиоценовых горизонтов по критерию Шовене

Водоносные горизонты	Код проб	Возраст, лет	Параметры критерии Шовене				
			t	F(t)	P _{прев}	N	выброс
n_2^2	Q040040	0	1,59	$1,13 \cdot 10^{-5}$	1,9	83,99	нет
	V98	40000	2,42	$2,13 \cdot 10^{-6}$	1,9	83,99	нет
n_2^1	V95	0	2,06	$4,59 \cdot 10^{-6}$	2	83,99	нет
	Q20904T	46600	2,25	$3,02 \cdot 10^{-6}$	2	83,99	нет

Условия возможности и полезность использования дополнительной переменной на основе взаимной корреляции переменных представлены на рис. 5.8 ниже:

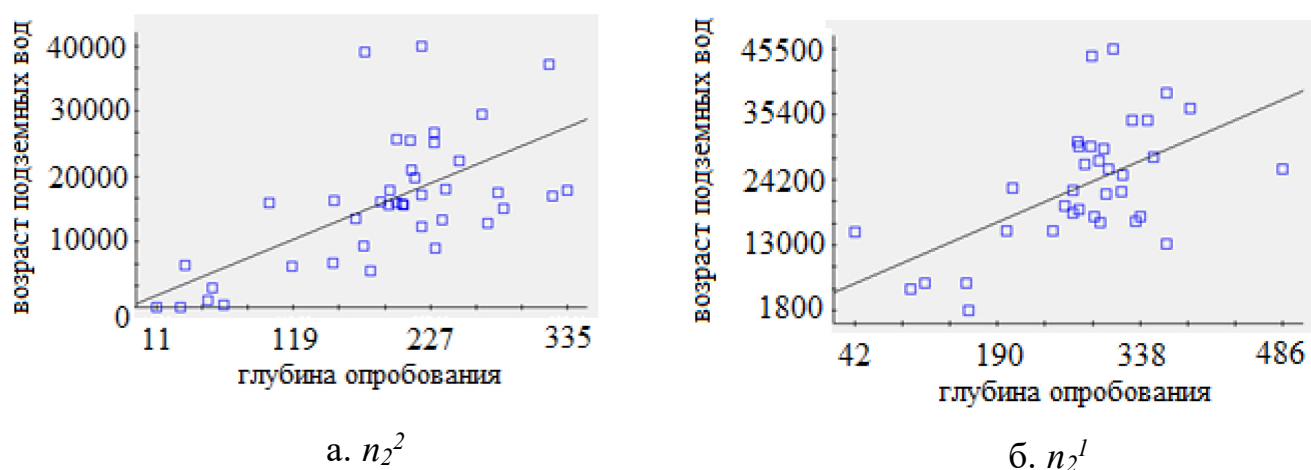


Рисунок 5.8 – График корреляции основной переменной (возраст подземных вод) с дополнительной переменной (глубина опробования).

Для верхнеплиоценового водоносного горизонта, маленькая корреляционная зависимость $r^2 = 0,432$ и коэффициенты регрессии $R = 79,4$ (рис. 5.8а) показывают, что статистическая взаимосвязь двух переменных не считается корреляционной. Изменение основной переменной не ведёт к закономерному изменению дополнительной переменной. Это характеризует и нижнеплиоценовый водоносный

горизонт (рис. 5.8б), малая корреляционная зависимость $r^2 = 0,339$ и коэффициенты регрессии $R = 71,0$. В общем, как показано выше, эти переменные независимы по значению, но схожи по закону распределения, поэтому дополнительная переменная – глубина опробования, эффективна для интерполизации.

Второй этап – построение вариограммы. Для более точного моделирования анизотропной вариограммы, выбор направления расчета вариограммы чрезвычайно важен для четкого выявления корреляционной структуры.

Как известно, возраст подземных вод увеличивается по направлению потока, который изменяется из-за пьезометрического уровня. На основе карты пьезометрических уровней верхне- и нижнеплиоценовых водоносных горизонтов [54,77], наиболее подходящим направлением расчета вариограммы является северо-запад – юго-восток (рис. 3.5, 3.8). Это также и направление изменения глубин залегания кровли и подошвы водоносных горизонтов.

В результате сравнения параметров разных типов моделей вариограмм была выбрана линейная модель с наибольшей корреляцией для возраста верхнеплиоценового водоносного горизонта. А для дополнительной переменной – экспоненциальная модель (табл. 5.11).

Таблица 5.11 – Типы моделей вариограмм по параметрам и переменным возраста и глубин опробования верхнеплиоценового водоносного горизонта

Моделирование вариограммы		наггет (*)	плато	эффективный радиус корреляции	Корреляция
Гауссова	возраст	32700000	234334780	632544	0,321
	глубина опробования	4040	21143	587165	0,255
Линейная	возраст	21.400.000	229.434.780	728500	0,343
	глубина опробования	2930	20033	597200	0,289
	возраст	21000000	226934780	1064000	0,343

Сферическая	глубина опробования	2750	19853	830000	
Экспоненци- альная	возраст	18900000	221534780	1779000	0,342
	глубина опробования	2740	19843	1483500	0,292

Для нижнеплиоценового водоносного горизонта по таблице 5.11 была выбрана сферическая модель с наибольшей корреляцией для возраста нижнеплиоценового водоносного горизонта. А по дополнительной переменной (глубине опробования) – экспоненциальная модель (табл. 5.12).

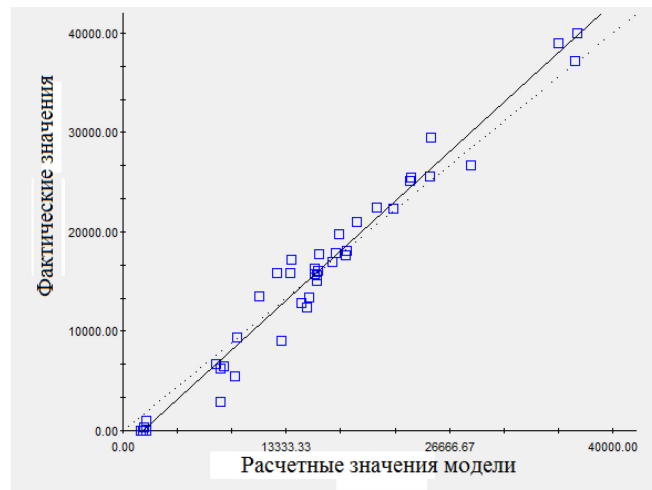
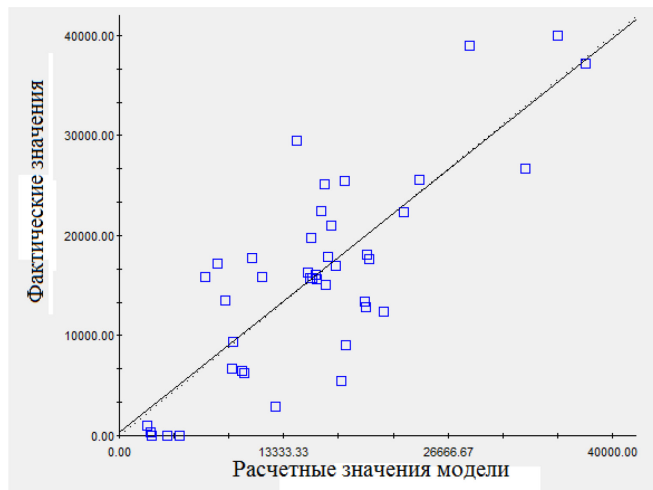
Таблица 5.12 – Типы моделей вариограмм по параметрам и переменным возраста и глубин опробования нижнеплиоценового водоносного горизонта

Моделирование вариограммы		наггет (*)	плато	эффективный радиус корреляции	Корреляция
Гауссова	возраст	60.400.000	328.454.122	599.116	0,231
	глубина опробования	802	9943	452238	0,284
Линейная	возраст	42.500.000	329.854.122	699.900	0,253
	глубина опробования	101	9322	443300	0,297
Сферическая	возраст	43.100.000	324.254.122	1.017.000	0,253
	глубина опробования	8	9149	632500	0,301
Экспоненциаль- ная	возраст	38.800.000	306.854.122	1.589.400	0,257
	глубина опробования	1	9142	1.093.800	0,308

Третий этап – проведение многопеременного пространственного моделирования «Кокригинг». Процесс выполнения вычислений по специализированному программному обеспечению для геологии создал сеть расчетных значений модели (8650 точек для верхнеплиоценового и 10000 точек для нижнеплиоценового в.г.).

Последний этап – проверка качества выбранной модели по методу кросс-валидации, наиболее простому и часто используемому в геостатистике при сравнении результатов.

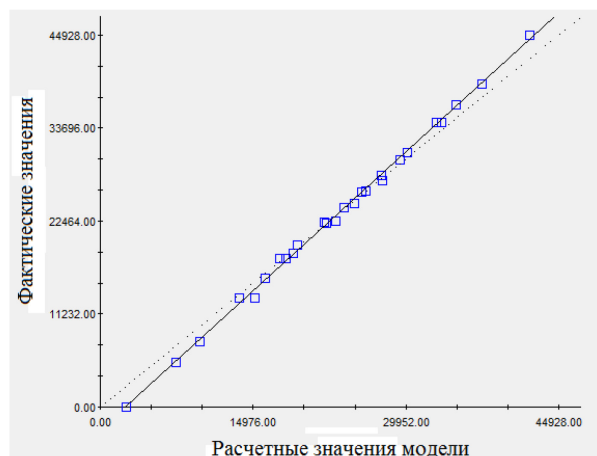
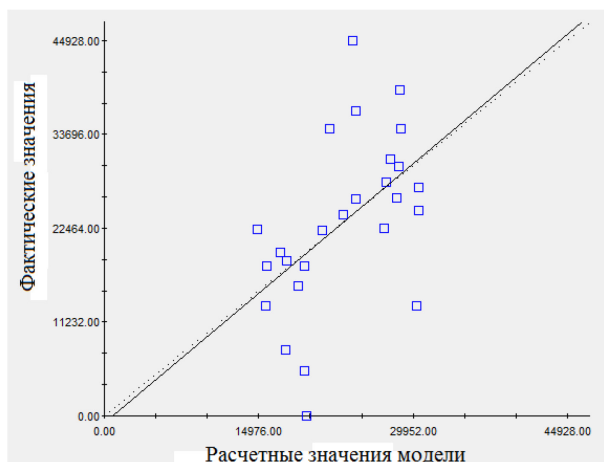
Результаты сравнения по кросс-валидации представлены ниже на графике корреляции между расчетными значениями модели и фактическими значениями:



а. Кригинг (одной переменной)

б. Кокригинг (многопеременной)

Рисунок 5.9 – График корреляции между расчетными значениями модели и фактическими значениями верхнеплиоценового водоносного горизонта



а. Кригинг (одной переменной)

б. Кокригинг (многопеременной)

Рисунок 5.10 – График корреляции между расчетными значениями модели и фактическими значениями нижнеплиоценового водоносного горизонта

Коэффициент корреляции многопеременной модели для обоих водоносных горизонтов практически равен единице (самый оптимальный) (табл. 5.12), это означает, что расчетные значения модели примерно равны отобранным фактическим значениям. Также можно констатировать, что возраст расчетной модели и возраст отобранных проб является эквивалентным. Средняя квадратичная ошибки для обоих водоносных горизонтов приблизительно равна нулю (самое оптимальное значение), что также показывает практически на отсутствие ошибки расчетных значений модели и отобранных фактических значений.

В то время как параметры проверки качества одной переменной модели не достигли оптимальной (коэффициент корреляции 0,65 и 0,265, средняя квадратичная ошибки 0,12 и 0,352 для верхнеплиоцевого и нижнеплиоцевого соответственно).

Таблица 5.13 – Результаты проверки модели по методу кросс-валидации

Водоносные горизонты	Типы модели	Коэффициент корреляции	RMSE
n_2^2	Кригинг (одной переменной)	0,648	0,115
	Кокригинг (многопеременной)	0,967	0,033
n_2^I	Кригинг (одной переменной)	0,265	0,352
	Кокригинг (многопеременной)	0,998	0,01

Из-за равномерного распределения верхне- и нижнеплиоцевоных водоносных горизонтов в Дельте, границы модели интерполяции определяются как границы водоносных горизонтов в области исследования (рис. 5.3, 5.6).

Для более объективных результатов многопеременного пространственного моделирования были сопоставлены 8 результатов экспериментов (4 пробы верхнеплиоцевого и 4 пробы нижнеплиоцевого в.г.), выполненных Международным агентством по атомной энергии (МАГАТЭ):

- Для верхнеплиоценового водоносного горизонта, 3 пробы распределены вдоль двух разрезов и 1 проба отобрана в области питания за пределами области исследования. Ошибка расчетных значений с результатами предыдущих экспериментов не более 7,5 % (табл. 5.14).
- Для нижнеплиоценового водоносного горизонта, ошибка расчетных значений с результатами предыдущих экспериментов не более 9,0 % (табл. 5.14).

Очевидно, что результат применения геостатистической интерполяции «Кокригинг» по многопеременным данным для построения специализированных карт в дельте р. Меконг высокоточный.

Таблица 5.14 – Ошибка оценки фактических возрастов и расчетных возрастов модели

Водоносные горизонты	Код проб	Возраст (МАГАТЭ), лет	Расчетный возраст модели, лет	Ошибка оценки, %
n_2^2	No1	Современный	1205	-
	No2	15013	14395	4,1
	No3	22105	20451	7,5
	No4	36485	33992	6,8
n_2^1	No5	13053	12583	3,5
	No6	17766	18555	4,2
	No7	32037	35211	9,0
	No8	34400	33555	2,4

Как указывалось выше, карты возраста подземных вод верхне- и нижнеплиоценовых водоносных горизонтов (рис. 5.12, 5.16) будут построены на основе сетей расчетных значений модели, которые лучше всего коррелируются с фактическими значениями.

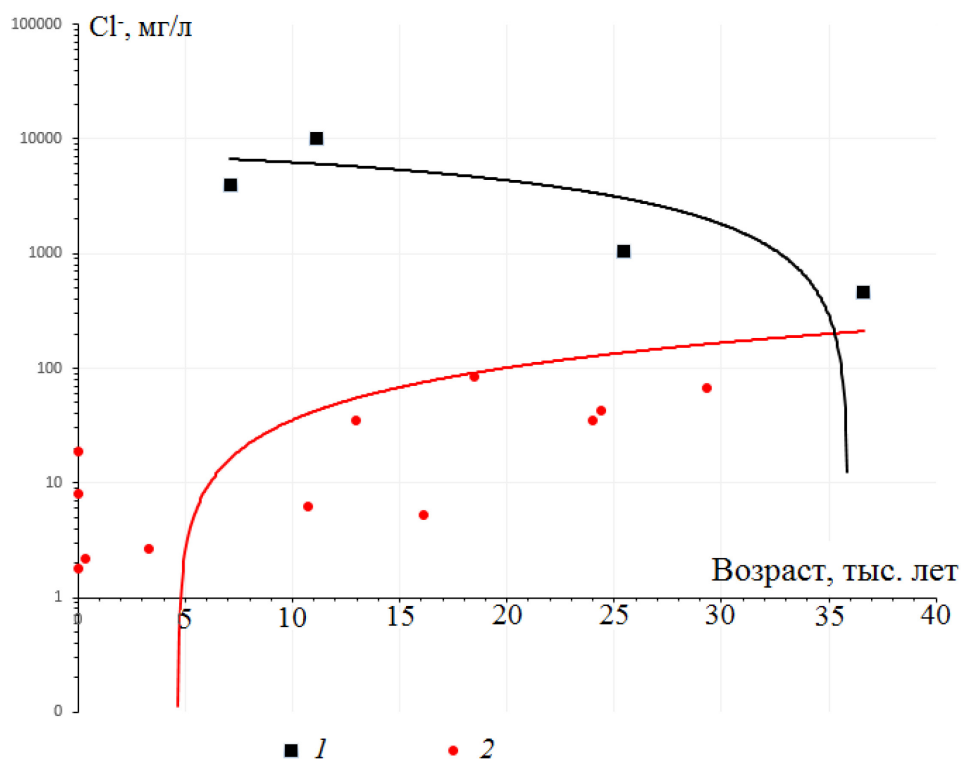
5.1.2.2. Возраст и условия формирования подземных вод дельты р. Меконг по результатам радиоуглеродного датирования

а. Верхнеплиоценовый водоносный горизонт

При изучении корреляции значений абсолютного возраста с концентрациями хлоридов в подземных водах установлено, что для проб с концентрацией ионов хлора >100 мг/л характерно уменьшение возраста с увеличением концентрации хлоридов (экспоненциальная зависимость (рис. 5.11)). Это связано с тем, что их концентрация зависит от концентрации ^{14}C и хлор-иона в морской воде. Можно сказать, что минерализованные воды (с большими концентрациями хлора) формировались в результате смешения инфильтрационных (пресных и изотопно-легких) с седиментационными водами, изначально имеющими морской генезис. Таким образом, высокоминерализованные подземные воды имеют более «молодой» возраст, следовательно, связаны с современной морской трансгрессией, происходившей не позже 7 - 11 тыс. лет назад, что соответствует Фландрской трансгрессии, захватывавшей всю европейскую и азиатскую части нашей планеты.

Для проб с концентрацией ионов хлора ≤ 100 мг/л тренд имеет обратную направленность и возраст подземных вод увеличиваться с увеличением концентрации хлор-иона (линейная зависимость). Поскольку ^{14}C не контактирует с атмосферой, его концентрация уменьшается со временем и подчиняется законам радиоактивного распада. Поэтому для проб, имеющих концентрацию хлор-иона в подземных водах меньше, чем 100 мг/л, радиоактивный распад ^{14}C происходил нормально и коррелирует с растворением хлоридов поступающих из обменного комплекса пород (рис. 5.11). Полученный результат показывает, что при концентрации хлор-иона в диапазоне от ~ 10 до 100 мг/л увеличение минерализации воды не сказывается на ее изотопных характеристиках, что может указывать на поступление хлорида из обменного комплекса пород при взаимодействии с пресными водами. Или можно

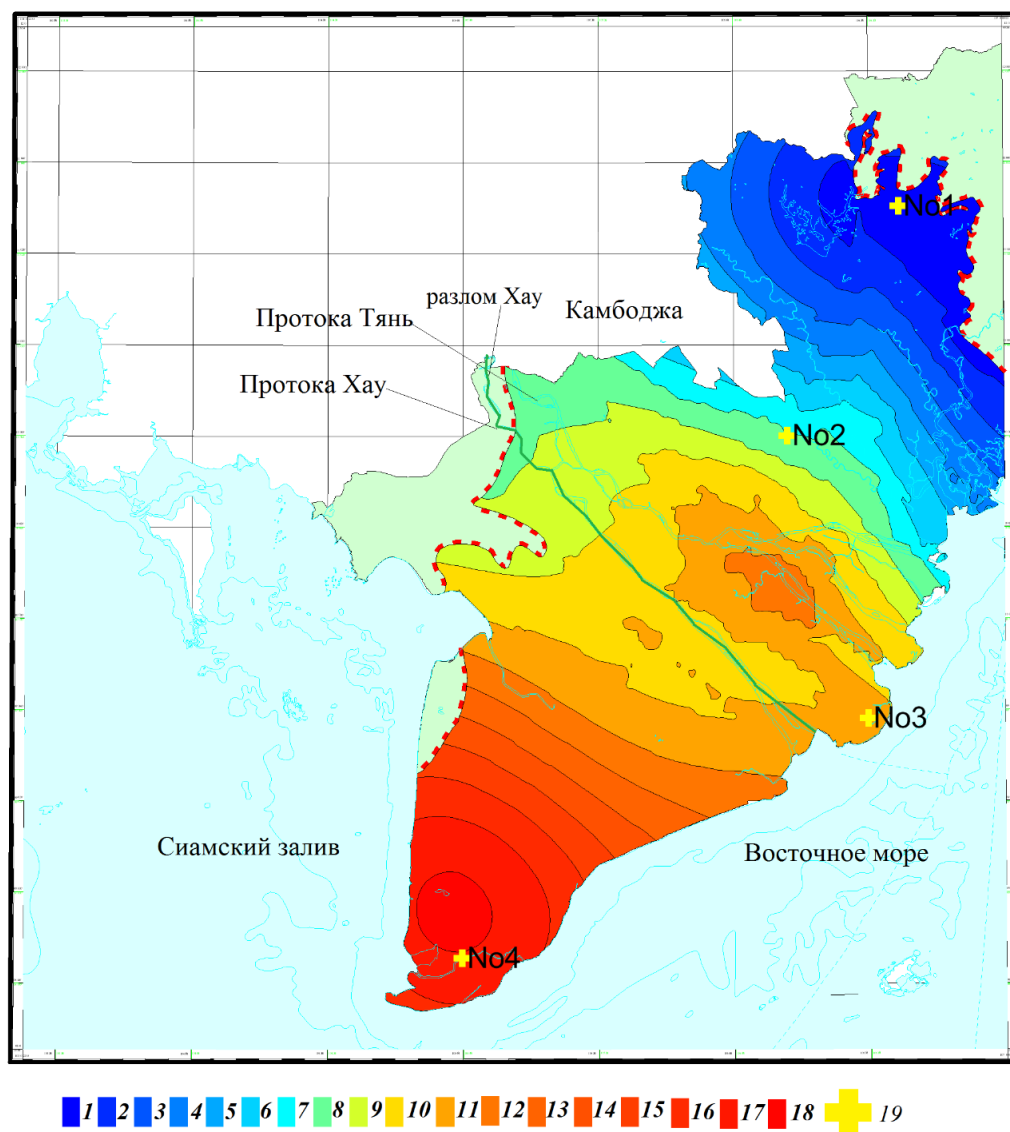
сказать, что значение возраста пресных вод соответствует возрасту инфильтрационных (пресных и изотопно-легких).



1 – >100 мг/л; 2 – <100 мг/л;

Рисунок 5.11 – График корреляции между возрастом подземных вод верхнеплиоценового водоносного горизонта и концентрацией хлор-иона на логорифмической шкале

В результате применения геостатистической интерполяции «Кокригинг» на случай многопеременных данных была построена карта возраста подземных вод верхнеплиоценового водоносного горизонта с коэффициентом корреляции между расчетными значениями модели и фактическими значениями 0,967 (рис. 5.12 и табл. 5.12).



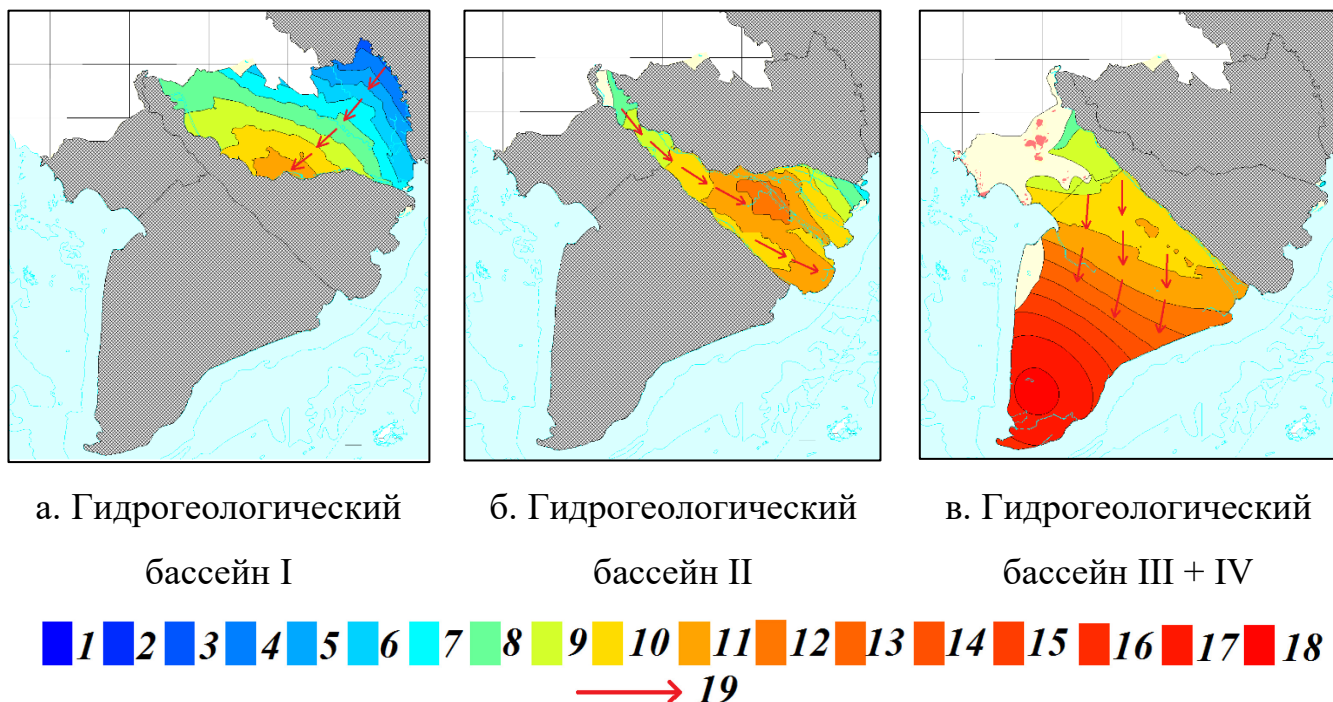
1-18 – возраст подземных вод верхнеплиоценового водоносного горизонта (лет) (1 – 0-2000; 2 – 2000-4000; 3 – 4000-6000; 4 – 6000-8000; 5 – 8000-10000; 6 – 10000-12000; 7 – 12000-14000; 8 – 14000-16000; 9 – 16000-18000; 10 – 18000-20000; 11 – 20000-22000; 12 – 22000-24000; 13 – 24000-26000; 14 – 26000-28000; 15 – 28000-30000; 16 – 30000-32000; 17 – 32000-34000; 18 – 34000-36000); 19 - точки отбора проб, выполненных МАГАТЭ;

Рисунок 5.12 – Карта возраста подземных вод верхнеплиоценового водоносного горизонта в дельте р. Меконг

Посмотрим направления потока подземных вод верхнеплиоценового водоносного горизонта по каждому гидрогеологическому бассейну на рис 5.13. Можно увидеть, что направление потока верхнеплиоценового водоносного горизонта в каждом гидрогеологическом бассейне разное. Причиной этой неоднородности направления потока во всей дельте р. Меконг является разница гидрогеологических и геологических условий. Глубины залегания кровли и подошвы первого гидрогеологического бассейна выше на северо-востоке и ниже на юго-западе. Это направление как наклона кровли и подошвы (рис. 1.4, 2.1, 2.2), так и потока подземных вод на карте возраста (рис. 5.13.а) и на схеме пьезометрических уровней (рис. 3.5) является одинаковым для первого гидрогеологического бассейна. Кроме того, можно также заметить тренд изменения распределения пресных и минерализованных вод по эту направлению. То же самое верно для второго гидрогеологического бассейна, направление потока которого простирается с северо-запада на юго-восток. Направлением потока третьего и четвертого гидрогеологическим бассейнам является юго.

Рассмотрим далее вопросы, связанные с воздействием тектонических особенностей на направление потока. На карте возрастов подземных вод верхнеплиоценового водоносного горизонта, выделяется область, которая расположена рядом с разломом Хау, где наблюдается увеличение возраста подземных вод. Это можно объяснить тем, что в процессе фильтрации из области питания в область разгрузки подземные воды, проходящие район разлома Хау (рис. 5.12), подвергаются его влиянию. Во-первых, вдоль разлома возможен надвиг, блокирующий латеральный массоперенос, и гидравлическая целостность фильтрационного потока нарушается. Как следствие, здесь формируется зона гидродинамического «застоя» и возраст подземных вод «увеличивается» по сравнению с окружающими зону влияния разлома водами. Во-вторых, в области

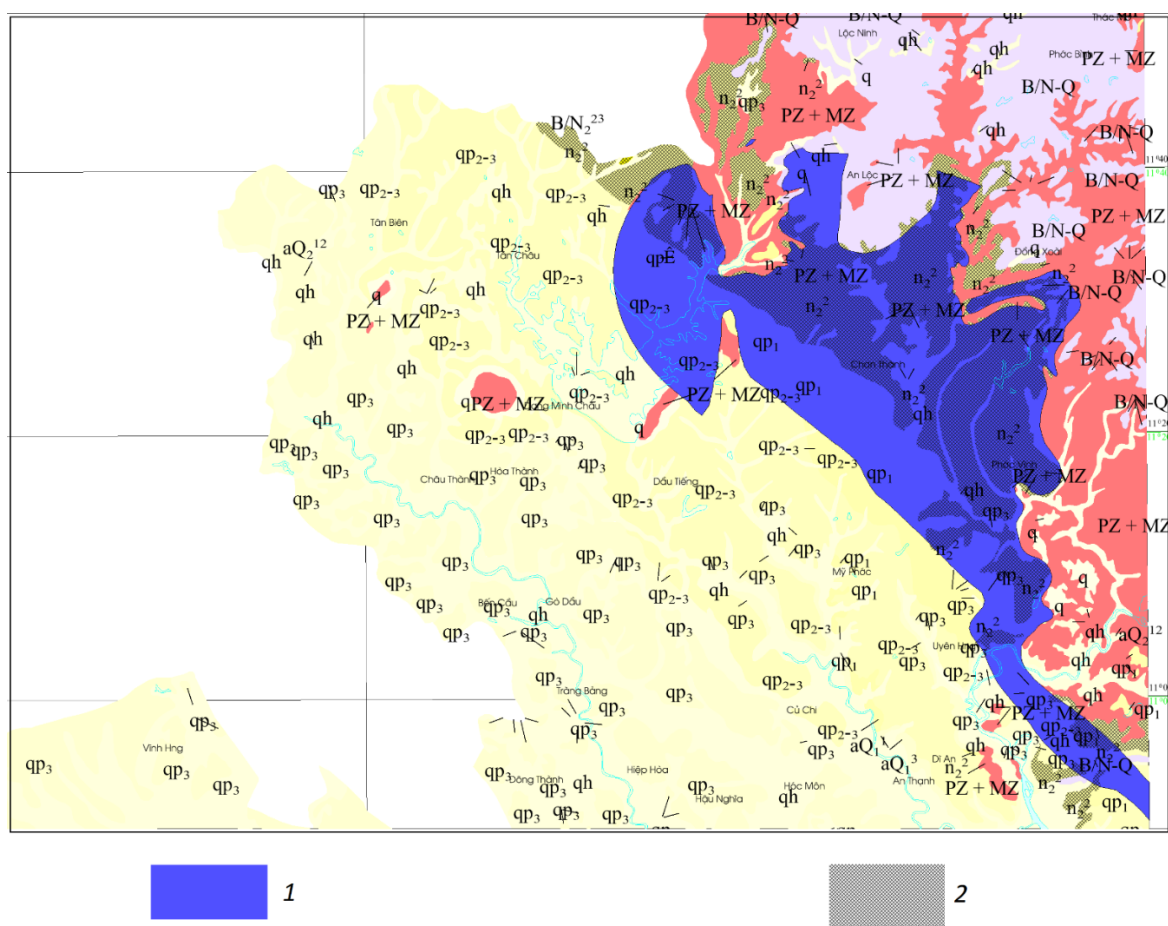
разлома возможно перетекание более «древних» вод из нижнеплиоценового водоносного горизонта.



1-18 – возраст подземных вод верхнеплиоценового водоносного горизонта (лет) (1 – 0-2000; 2 – 2000-4000; 3 – 4000-6000; 4 – 6000-8000; 5 – 8000-10000; 6 – 10000-12000; 7 – 12000-14000; 8 – 14000-16000; 9 – 16000-18000; 10 – 18000-20000; 11 – 20000-22000; 12 – 22000-24000; 13 – 24000-26000; 14 – 26000-28000; 15 – 28000-30000; 16 – 30000-32000; 17 – 32000-34000; 18 – 34000-36000); 19 – направление потока;

Рисунок 5.13 – Карта возраста каждого гидрогеологического бассейнов в дельте р. Меконг

Область питания верхнеплиоценового водоносного горизонта определится расположена на северо-востоке дельты р. Меконг, возрастом подземных вод которой является современный или «молодые». Она абсолютно совпадает с распространением аллювиального верхнеплиоценового возраста в дельте р. Меконг [59,83]. (см. рис. 5.14)

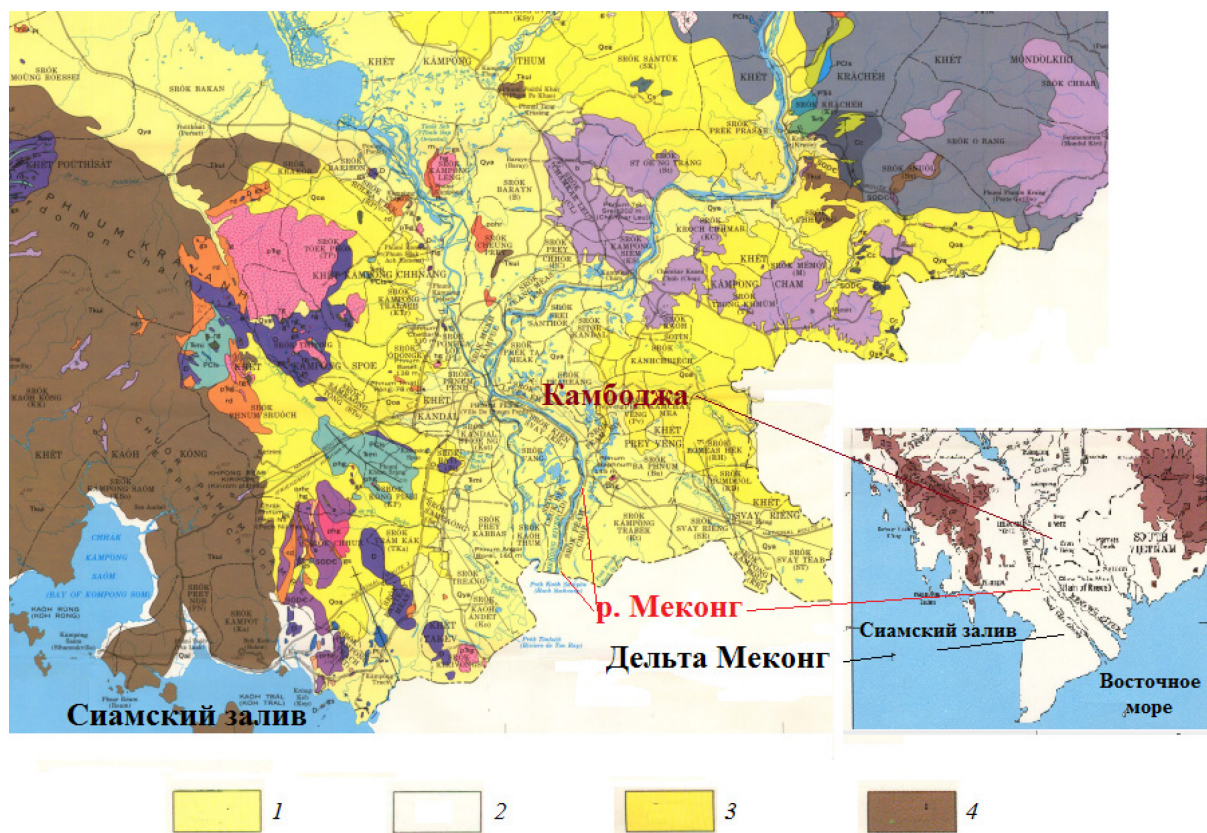


1 – область современного возраста подземных вод; 2 – аллювиальные верхнеплиоценового возраста;

Рисунок 5.14 – Область питания на северо-востоке дельты р. Меконг

Как уже указывалось выше, если у верхнеплиоценового водоносного горизонта есть только одна область питания на северо-востоке дельты р. Меконг и его направление потока в каждом гидрогеологическом бассейне разное, встает вопрос, как метеорные воды попадают в водоносный горизонт в области питания на северо-востоке дельты р. Меконг, двигаются по пласту и покидают его в области разгрузки четвертого гидрогеологического бассейна с влиянием разлома Хау. Очевидно, что возможность существования другой области питания за пределами исследуемой территории. Для объяснения этого вопроса, посмотрим на геологическую карту Камбоджи (рис. 5.14). На этой карте показана область плиоценового возраста, которая

находится рядом с третьим гидрогеологическим бассейном, что может быть область питания этого водоносного горизонта.



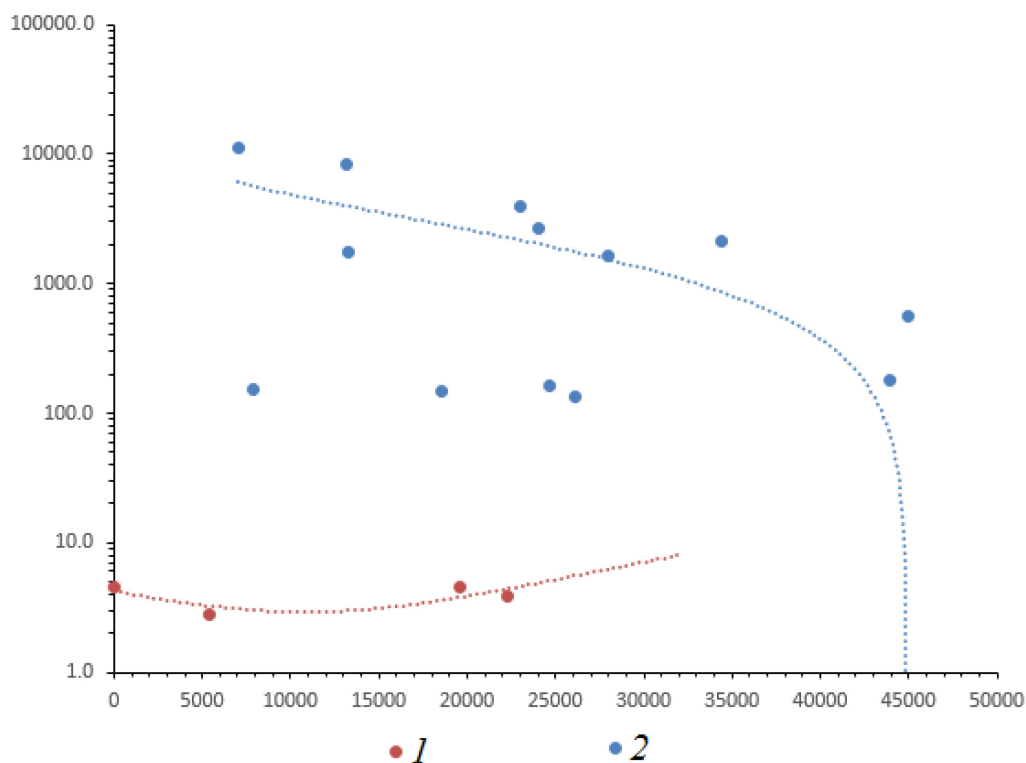
1 – аллювиальные отложения голоценового возраста; 2 – аллювиальные отложения плейстоценового возраста; 3 – аллювиальные отложения плейстоцено – плиоценового возраста; 4 – от мелового до голоценового;

Рисунок 5.15 – Геологическая карта Камбоджи

Добавим, что скорость подземных вод также не равномерна по всей дельте р. Меконг. Изменение скорости подземных вод в каждом гидрогеологическом бассейне рассчитывается на основе карт возраста и в полной мере соответствует изменению гидравлического градиента этих бассейнов, наблюдаемого на карте пьезометрических уровней. Из этого следует, что вследствие изменения возраста минерализованных вод средняя действительная скорость движения определяется по пройденному расстоянию, разделенному на время перемещения фронта пресных вод от области питания, и составляет 8 м/год.

б. Нижнеплиоценовый водоносный горизонт

Изучение корреляции значений абсолютного возраста с концентрациями хлоридов в подземных водах также показывает, что для проб с концентрацией ионов хлора >100 мг/л характерно уменьшение возраста с увеличением концентрации хлоридов (экспоненциальная зависимость) (рис. 5.16). Можно констатировать, что минерализованные воды (с большими концентрациями хлора) формировались в результате смешения инфильтрационных (пресных и изотопно-легких) с седиментационными водами, изначально имеющими морской генезис, который формируется в современной морской трансгрессии, происходившей не позже 7- 11 тыс. лет назад, что соответствует Фландрской трансгрессии, захватывавшей всю европейскую и азиатскую части нашей планеты.



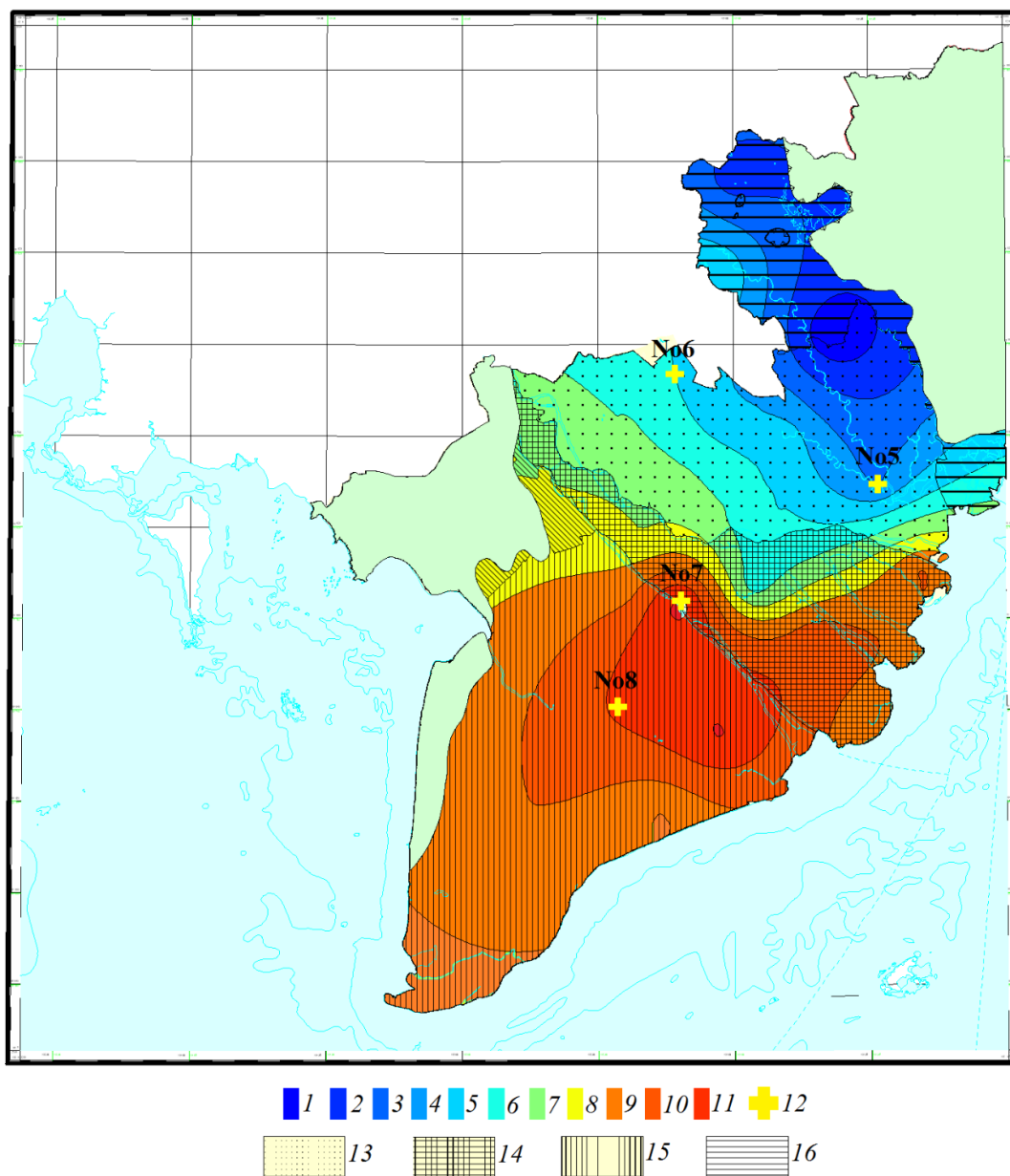
1 – >100 мг/л; 2 – <100 мг/л;

Рисунок 5.16 – График корреляции между возрастом подземных вод нижнеплиоценового водоносного горизонта и концентрацией хлор-иона на логорифмической шкале

Для проб с концентрацией ионов хлора ≤ 100 мг/л тренд имеет обратную направленность и возраст подземных вод увеличиваться с увеличением концентрации хлор-иона (линейная зависимость). Поскольку ^{14}C не контактирует с атмосферой, его концентрация уменьшается со временем и подчиняется законам радиоактивного распада. Поэтому для проб, имеющих концентрацию хлор-иона в подземных водах меньше, чем 100 мг/л, радиоактивный распад ^{14}C происходил нормально и коррелирует с растворением хлоридов поступающих из обменного комплекса пород (рис. 5.16). Полученный результат показывает, что при концентрации хлор-иона в диапазоне от ~ 10 до 100 мг/л увеличение минерализации воды не сказывается на ее изотопных характеристиках, что может указывать на поступление хлорида из обменного комплекса пород при взаимодействии с пресными водами. Или можно сказать, что значение возраста пресных вод соответствует возрасту инфильтрационных (пресных и изотопно-легких).

В результате применения геостатистической интерполяции «Кокригинг» на случай многопеременных данных была построена карта возраста подземных вод нижнеплиоценового водоносного горизонта с коэффициентом корреляции между расчетными значениями модели и фактическими значениями 0,998 (рис. 5.17 и табл. 5.12).

В отличие от верхнеплиоценового водоносного горизонта, направление потока нижнеплиоценового водоносного горизонта относительно стабильно по всей дельте р. Меконг. Метеорные воды попадают в водоносный горизонт в области питания на северо-востоке дельты р. Меконг, двигаются по пласту в юго-западном направлении и разгружаются в восточном море. Это направление также полностью соответствует как наблюдаемому направлению на основе карты пьезометрических уровней нижнеплиоценового водоносного горизонта (рис. 3.8), так и непрерывному распределению пресных вод по этому направлению на карте пресных и минерализованных вод (рис. 3.7).



1-18 – возраст подземных вод нижнеплиоценового водоносного горизонта (лет) (1 – 0-4000; 2 – 4000-8000; 3 – 8000-12000; 4 – 12000-16000; 5 – 16000-20000; 6 – 20000-24000; 7 – 24000-28000; 8 – 28000-32000; 9 – 32000-36000; 10 – 36000-40000; 11 – 40000-44000); 12 - точки отбора проб, выполненных МАГАТЭ, 13 – гидрогеологический бассейн I; 14 – гидрогеологический бассейн II; 15 – гидрогеологический бассейн III + IV; 16 – Юго-Восточная область;

Рисунок 5.17 – Карта возраста подземных вод нижнеплиоценового водоносного горизонта в дельте р. Меконг

Однако, изменение скорости движения потока в каждом гидрогеологическом бассейне велико, особенно в районе разлома Хау. Скорость движения в этом районе составляет 1,8 м/год, во много раз медленнее скорости потока в первом гидрогеологическом бассейне (5,3 м/год), а в III+IV – 9,1 м/год. Снижение скорости потока в этом районе подкрепляет гипотезу о том, что вдоль разлома возможен надвиг, блокирующий латеральный массоперенос, и гидравлическая целостность фильтрационного потока нарушается. Как следствие, здесь формируется зона гидродинамического «застоя» и возраст подземных вод нижнеплиоценового водоносного горизонта «увеличивается» по сравнению с окружающими зону влияния разлома водами. Во-вторых, в области разлома перетекание более «древних» вод из нижнеплиоценового водоносного горизонта.

5.1.3. Оценка величины инфильтрационного питания водоносных горизонтов

Величина инфильтрационного питания водоносных горизонтов является важным фактором, который при расчёте потенциальных запасов обычно упускается из виду во Вьетнаме. Для проектов определения запасов подземных вод в дельте р. Меконг величина инфильтрационного питания водоносных горизонтов составляет 0 м³/сут. Классическими гидрогеологическими методами трудно было определить и рассчитать правильно величину инфильтрационного питания водоносных горизонтов.

В оценке величины инфильтрационного питания водоносных горизонтов по изотопному методу обычно используют радиоактивные изотопы, которые присутствуют в атмосферных осадках. Радиоактивные изотопы - индикаторы, которые могут показывать промежуток времени между началом поступления воды в горную породу и моментом наблюдения, то есть, возраст воды. Если рассматривать обычную гидравлическую схему, по которой метеорные воды, содержащие радиоуглерод попадают в водоносный горизонт в области питания и двигаются по пласту, интенсивность питания будет рассчитываться по формуле Джона Нимма [68]:

$$w = n \cdot \Delta l / (\tau_2 - \tau_1) \quad (5.1)$$

Где w – интенсивность питания; n – пористость водовмещающих пород; τ_1, τ_2 – возраст подземных вод в положениях, которые находятся на одной линии тока, перпендикулярной гидроизохронам, т.е. линии равного возраста; Δl – расстояние между гидроизохронами с разницей в возрасте Δt (время транзита).

Гидрогеологическая система верхнеплиоценового водоносного горизонта аналогично системе поршневого вытеснения, поэтому время транзита подземных вод (τ) для системы поршневого вытеснения определяется по формуле [41],

$$\tau = x/v = S_n x / (S_n v) = V/q \quad (5.2)$$

Решая уравнение (5.2) относительно τ , формула для определения величины инфильтрационного питания (q) принимает вид,

$$q = S \cdot n \cdot x / \tau \quad (5.3)$$

Здесь S – площадь сечения потока или площадь области питания (для системы поршневого вытеснения); x – линейные размеры гидрогеологической системы (для подземных вод – расстояние от области питания до области разгрузки или точки опробования); τ – время транзита (Δt); V – объем воды в гидрогеологической системе; v – скорость движения воды.

В этом случае, площадь области питания будет площадью пересечения области современных возрастов подземных вод, которая определится на карте возраста подземных вод (см. рис. 5.14) с аллювиальными областями плиоценового комплекса в дельте р. Меконг. Как указывалось выше, у верхнеплиоценового водоносного горизонта дельты р. Меконг есть 2 области питания, одна находится на северо-востоке дельты р. Меконг и одна на западе за пределами исследуемой территории. Для этой ситуации, исключим область за пределами области исследования. Следовательно, площадь области питания (S) составляет $8 \times 10^8 \text{ м}^2$.

Как указано в разделе 5.1.2.а, направление потока верхнеплиоценового водоносного горизонта в каждом гидрогеологическом бассейне разное. Кроме того,

возраст подземных вод в области минерализованных вод не точно покажет промежуток времени между началом поступления воды в горную породу и моментом наблюдения, потому что минерализованные воды формируются в результате смешения различных геохимических типов вод. Таким образом, положение τ_1 , τ_2 будут в том же направлении потока подземных вод. Во-вторых, они также расположены в области пресных вод.

В таблице 5.15 показан результат расчётов величины инфильтрационного питания водоносных горизонтов по разным параметрам.

Таблица 5.15 – Величина инфильтрационного питания водоносных горизонтов для разных бассейнов верхнеплиоценового водоносного горизонта

Возраст подземных вод		пористость грунтов [65]	линейные размеры	интенсивность питания	величина инфильтрационного питания
τ_1	τ_2	n	x	w	q
год	год	%	м	м/сут.	м ³ /год
350	16078	0.1	69000	0,001	3,5 x10 ⁸
24407	36639	0.1	51000	0,001	3,3 x10 ⁸
0	12932	0.1	64000	0,001	3,9 x10 ⁸

Из-за сложности геологических и гидрогеологических условий гидрогеологических бассейнов, интенсивность питания разных бассейнов не одинаковая. В целом, интенсивность питания верхнеплиоценового водоносного горизонта составляет 0,001 м/сут. К этому, величина инфильтрационного питания составляет 3,6x10⁸ м³/год или 9x10⁵ м³/сут.

5.2. Результаты термодинамического моделирования системы вода-порода для подземных вод ниже- и верхнеплиоценового водоносных горизонтов дельты р. Меконг

5.2.1. Результаты моделирования

Перед моделированием системы «вода-породы-газы» выполнен подбор парциального давления углекислого газа и кислорода, формирующих Eh-pH обстановку смешения атмосферных осадков и морской воды, соответствующую кислотно-щелочным и окислительно-восстановительным условиям “нормальной океанической воды” (pH=7.8, Eh=200 мВ).

При соотношении (1 л атмосферной воды)+(0.01 л морской воды) гидрохимический тип «смеси» уже становился «морским» с минерализацией 0.38 г/л. При сопоставлении результатов термодинамических расчетов смешения атмосферных осадков и морской воды в различных пропорциях с аналитическими данными химического состава подземных вод нижнего и верхнего горизонтов плиоценового водоносного комплекса (табл. 5.16) становится очевидным значительная роль водовмещающих пород, как источника дополнительных ионов кальция, магния и сульфатов, доминирующих в реальных составах.

Таблица 5.16 – Сравнение гидрохимического типа природных вод и расчетных данных

Состав природных вод	Модельный состав	Соотношение объемов атмосферных вод (АВ) и морских вод (МВ) в смеси
$M0.46 \frac{HCO_3 74 SO_4 22}{Na 42 Mg 29 Ca 23} pH 8.1$	$M0.37 \frac{Cl 88 SO_4 10}{Na 76 Mg 18 Ca 4} pH 7.45$	AB+MB=1+0.01
$M0.54 \frac{HCO_3 91}{Na 87} pH 7.89$	$M0.72 \frac{Cl 89 SO_4 10}{Na 77 Mg 18 Ca 3.7} pH 7.5$	AB+MB=1+0.02
$M1.3 \frac{Cl 70 HCO_3 22}{Na 59 Mg 23 Ca 17} pH 8.73$	$M1.42 \frac{Cl 89.9 SO_4 9.5}{Na 77 Mg 17.7 Ca 3.6} pH 7.59$	AB+MB=1+0.04

$M5.92 \frac{Cl91}{Mg36Ca30Na29} pH2.8$	$M5.96 \frac{Cl90SO_4 9.4}{Na77Mg17.7Ca3.5} pH7.9$	AB+MB=1+0.21
$M6.79 \frac{Cl84SO_4 12}{Na69Mg19Ca11} pH7.64$	$M6.65 \frac{Cl90.3SO_4 9.4}{Na77Mg17.7Ca3.5} pH7.93$	AB+MB=1+0.25
$M20.78 \frac{Cl87SO_4 13}{Na70Mg22} pH5.6$	$M20.84 \frac{Cl90.5SO_4 9.4}{Na77Mg17.6Ca3.4} pH7.88$	AB+MB=1+1.52 Образование доломита – 1.54×10^{-4} моль
$M24.93 \frac{Cl98}{(Na+K)74Mg20} pH8.0$	$M24.97 \frac{Cl90.5SO_4 9.4}{Na77Mg17.6Ca3.4} pH7.85$	AB+MB=1+2.59 Образование доломита – 2.04×10^{-4} моль

В ходе изотопных исследований [28; 29] было установлено, что подземные воды верхнеплиоценового водоносного горизонта формируются в основном за счёт инфильтрации метеорных вод. Минерализованные воды формируются в результате смешения инфильтрационных (пресных и изотопно-легких) и седиментационных вод, изначально имеющих морской генезис. Здесь следует подчеркнуть, что и те и другие воды до смешения представляют собой результат взаимодействия с вмещающими их породами.

К этим двум «крайним» факторам добавляется условие повышенной минерализации за счет сульфат-иона и магния с кальцием.

На сульфатность подземных вод оказывают влияние окислительно-восстановительный потенциал, наличие источника сульфатов в породах, а также присутствие органики. Главным источником сульфат-иона являются гипсы и ангидриты. Сульфидные минералы (пирит и др.) окисляются в зоне активного водообмена, где есть в наличии растворенный кислород по схеме: $FeS_2 + H_2O + 3O_2 \rightarrow Fe^{2+} + 2SO_4^{2-} + 4H^+ + 4e^-$.

Источником кальция являются карбонатные, сульфатные породы, а также силикатные породы (кальциевые полевые шпаты) при их растворении и выщелачивании в условиях присутствия углекислого газа. То есть этот процесс контролируется парциальным давлением углекислоты.

Поскольку подземные воды горизонта формируются за счет погребенных вод морского генезиса, то нельзя не предположить в этих условиях наличие ионного обмена между натрием и магнием поровых вод и кальцием глинистых пород, свойственных системам морская вода-глинистая порода. Данный процесс может вносить определенный сдвиг в состав подземных вод в сторону кальция при процессах смешения инфильтрующихся вод и поровых морских.

Источником магния в основном являются доломиты и магнезиальные минералы пород (основных и ультраосновных).

В результате подбора парциального давления углекислого газа и кислорода, $\lg P_{\text{CO}_2} = -3.76$ и $\lg P_{\text{O}_2} = -41$ устанавливаются в системе «вода атмосферная-морская вода» в различных пропорциях смешения (1:0.01 ÷ 1:2.59) $E_h = 225 \div 202$ В и $pH = 7.45 \div 7.85$. С этими значениями давлений вполне подвижных компонентов выполнен термодинамический расчет взаимодействия атмосферной воды с минералами водовмещающих пород при различных значениях отношения Т/Ж, включая натурное 10.6.

В таблице 5.17 приведены равновесные составы водной фазы, полученные в результате модельной имитации фильтрации атмосферных осадков по водовмещающим породам плиоценового водоносного комплекса от области питания в сторону транзита с постепенным замедлением скорости потока подземных вод.

Таблица 5.17 – Результаты термодинамических расчетов системы «атмосферные осадки-породы плиоценового водоносного комплекса» при различных отношениях порода/вода

R/W	11.216	9.346	6.491	5.409	2.608	1.509	1.258	0.500	0.068	0.023	0.019
	твердая фаза, моль										
Albite	2.795	2.328	1.614	1.343	0.638	0.357	0.291	0.093	0.000	0.000	0.000
Calcite	2.127	1.773	1.231	1.026	0.495	0.286	0.239	0.096	0.013	0.004	0.004
Goethite	3.405	2.837	1.970	1.642	0.792	0.458	0.382	0.154	0.021	0.007	0.006
Gypsum	3.758	3.131	2.173	1.810	0.868	0.496	0.411	0.153	0.014	0.005	0.004
Laumontite	0.642	0.536	0.373	0.312	0.155	0.096	0.083	0.046	0.012	0.004	0.003
Microcline	111.353	92.798	64.452	53.716	25.934	15.045	12.555	5.120	0.726	0.243	0.203
Muscovite	0.264	0.220	0.153	0.127	0.061	0.036	0.030	0.012	0.002	0.001	0.000
Quartz	4.511	3.759	2.611	2.175	1.049	0.607	0.506	0.203	0.027	0.009	0.008
Rhodochro s.	0.447	0.372	0.258	0.215	0.104	0.060	0.050	0.020	0.003	0.001	0.001
Rutile	0.551	0.459	0.319	0.266	0.128	0.074	0.062	0.025	0.003	0.001	0.001
	жидкая фаза, мг/л										
Ca	15.93	9.99	4.22	2.84	0.73	0.37	0.31	0.20	0.24	0.57	0.70
Mg	3.70	2.33	0.98	0.65	0.15	0.06	0.04	0.02	0.03	0.14	0.19
Na	16596.1 1	13270.6 8	8725.61	7158.0 0	3498.0 7	2273.4 1	2022.0 1	1370	472.8 4	160.1 6	133.9 5
K	15.29	12.23	8.04	6.60	3.23	2.11	1.88	1.29	1.66	3.48	4.00
HCO ₃	177.40	208.77	283.81	328.39	560.33	777.76	851.08	1151.3 7	733.7 6	304.4 1	260.7 7
SO ₄	22822.3 8	18197.6 8	11856.3 4	9654.8 0	4398.2 5	2492.9 1	2068.1 6	822.27	114.0 5	41.48	35.40
Cl	8665.74	6910.17	4502.96	3667.2 4	1671.8 1	948.54	787.30	314.35	45.50	17.96	15.65
Минерали- зация, г/л	48.30	38.61	25.38	20.82	10.13	6.50	5.73	3.66	1.37	0.53	0.45
pH	8.735	8.82	8.978	9.053	9.322	9.485	9.529	9.677	9.519	9.163	9.099
Eh (mV)	0.152	0.147	0.138	0.134	0.118	0.109	0.107	0.098	0.107	0.127	0.131

Расчеты показали, что вторичный минеральный состав водовмещающих пород включает микроклин, кварц, гипс, гетит, альбит, кальцит, ломонтит, рутил, родохрозит, мусковит. Состав водной фазы по мере роста отношения Т/Ж меняется в последовательности: гидрокарбонатно-натриевый, гидрокарбонатно-сульфатно-натриевый, гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридно-натриевый, сульфатно-хлоридно-натриевый, хлоридно-натриевый. Принимая условную аналогию параметра Т/Ж и интенсивности водообмена [20], гидрохимический тип модельного раствора соответствует прямой гидрохимической зональности подземных вод с постепенным

увеличением минерализации и закономерным изменением химического состава подземных вод.

Корреляционный анализ матрицы термодинамических расчетов показывает положительную связь накопления кальция, магния и сульфатов со всеми вторичными минералами, параметром Т/Ж и Eh и обратную с величиной pH (рис. 5.18). Высокий коэффициент корреляции сульфатов с ломонтитом, микроклином и окислительно-восстановительным потенциалом (0.74, 0.70 и 0.63 соответственно) может свидетельствовать о связи с зоной выветривания системы вода-порода-газы атмосферы – благоприятных условий для образования вторичных минералов.

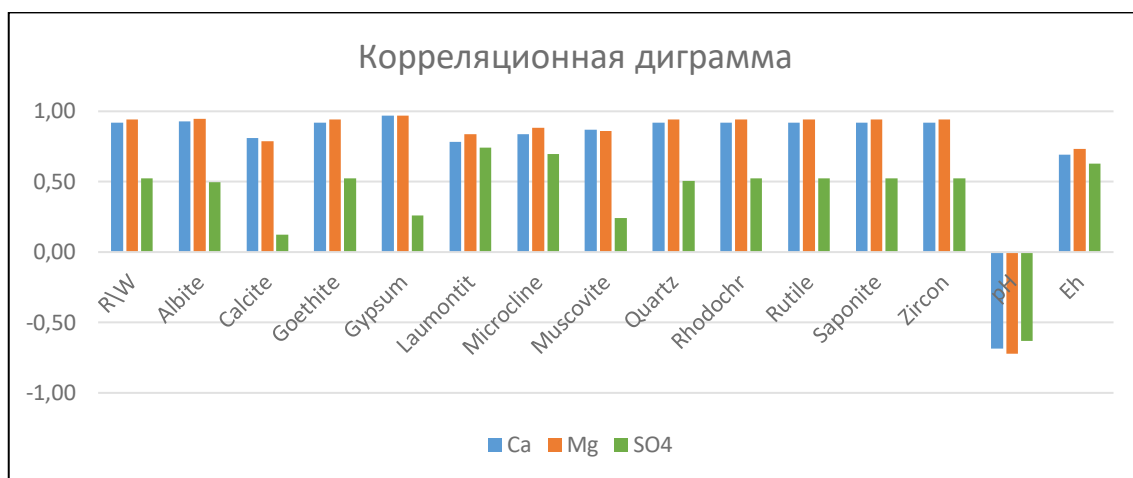


Рисунок 5.18 – Корреляционная диаграмма матрицы термодинамических расчетов

Резкий спад содержания сульфатов (рис. 5.19) в пошаговой развертке термодинамических расчетов связан с началом образования гипса. Стабилизация химического состава, в целом, происходит после значения Т/Ж больше 50. При этом минерализация раствора достигает 520 г/л.

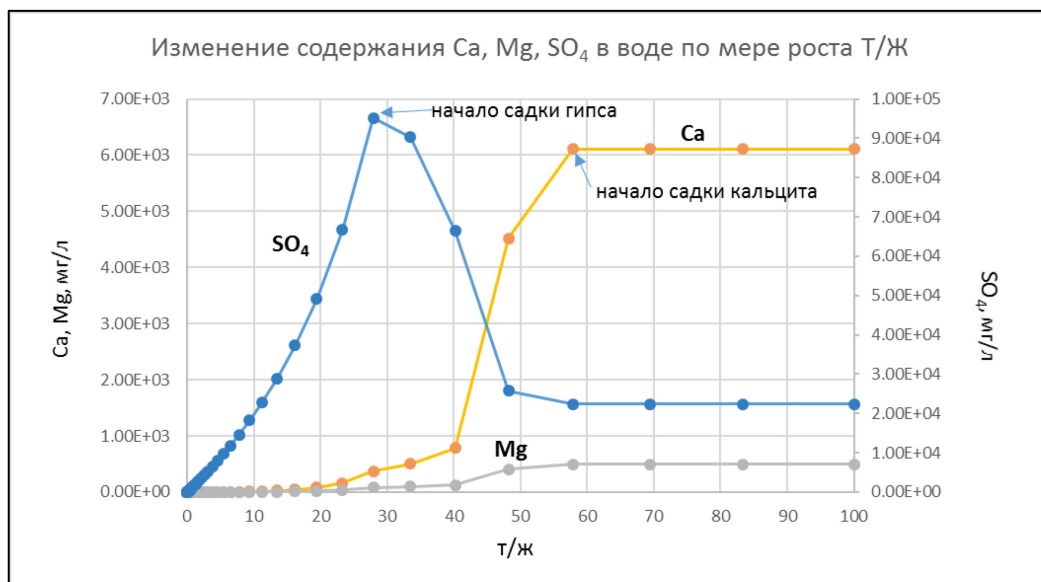


Рисунок 5.19 – Изменение Ca, Mg и SO_4 на фоне изменения параметра Т/Ж

Концентрация сульфатов в районе 22 г/л при значениях $\text{Т/Ж} > 57.8$ обеспечивается присутствием пирита в породе в количестве 0.1% и образованием гипса как вторичного минерала.

На рисунке 4 показаны минералы, интенсивность образования которых при определенном значении Т/Ж меняется.

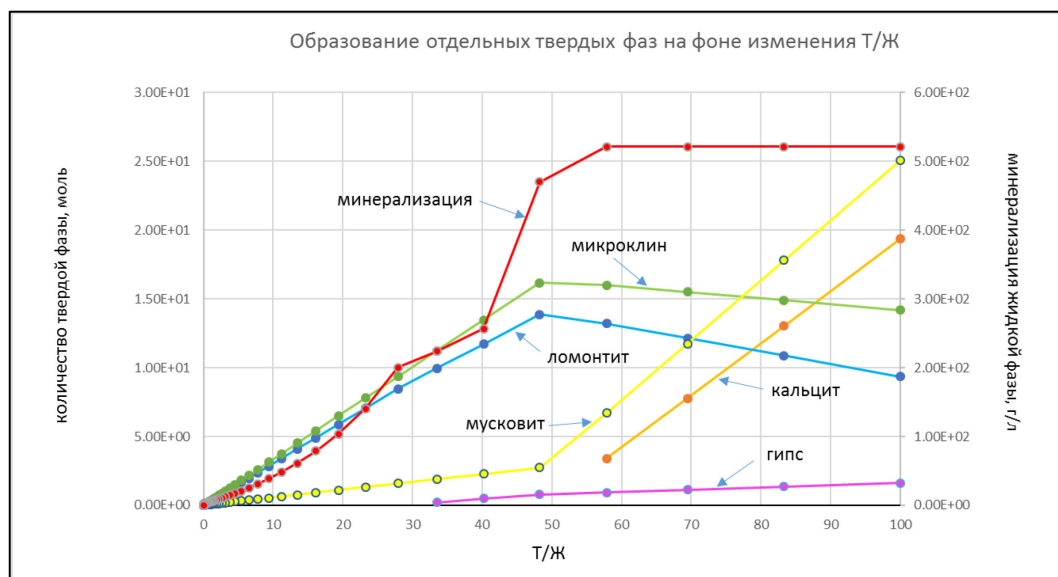


Рисунок 5.20 – Образование отдельных твердых фаз и формирование минерализации раствора на фоне изменения Т/Ж

Именно эти минералы (микроклин, ломонтит, мусковит, а также гипс и кальцит) начинают «конкурировать» в зоне замедленного водообмена, определяя тем самым конечный химический состав водной фазы.

При значении $T/J=10.6$ в термодинамически равновесной системе «вода-порода-газы атмосферы» минерализация модельного раствора достигает 48 г/л. Химический состав по формуле Курлова ($M_{48.3} \frac{SO_4 65.8 Cl 33.8}{Na 99.8} pH 8.7, Eh 0.152$) хлоридно-сульфатный натриевый.

Зная скорость фильтрации подземных вод, отношение T/J можно скорректировать с позиции интенсивности водообмена. Принимая за ячейку моделирования блок породы весом 100 кг с объемной плотностью 2.12 г/см^3 - получаем куб с ребром 36.13 см. Тогда для составления ленты тока протяженностью 8 м потребуется 22.14 блоков. Столько же порций воды пройдет через один блок породы за год. Отсюда значение T/J разделим на 22.14 и получим отношение, отвечающее скорости движения подземных вод 8 м/год и активной пористости 20%, а именно 0.48. Модельный состав раствора при $T/J=0.48$ сульфатно-гидрокарбонатный натриевый ($M_{3.66} \frac{HCO_3 42 SO_4 38.2 Cl 19.8}{Na 99.9} pH 9.68, Eh 0.098$) с минерализацией 3.66 г/л. Такой состав характерен для областей питания на северо-востоке территории и в области выклинивания водоносных отложений на западе, где происходит разбавление инфильтрующимися атмосферными осадками вдоль контакта с палеозой-мезозойскими отложениями. Из минералов вторичной минеральной ассоциации, существенно влияющих на скорость роста минерализации модельного раствора, нужно выделить альбит. До начала его садки ($T/J < 0.169$) тангенс наклона линии минерализации (относительно оси T/J) составлял 16.9, а после 2.5 (рис. 5.21).

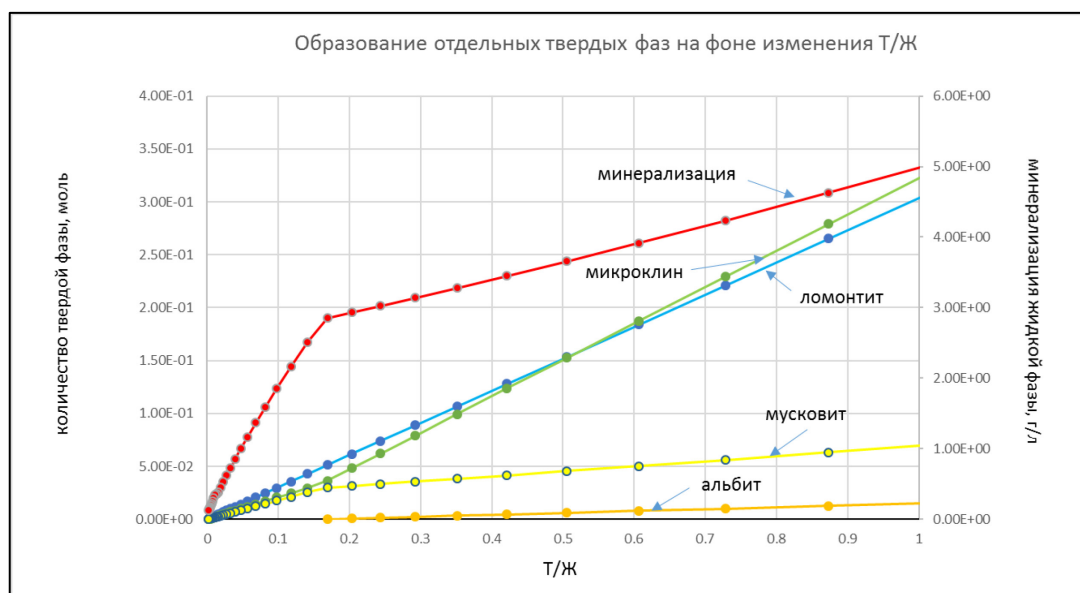


Рисунок 5.21 – Образование отдельных твердых фаз на фоне изменения Т/Ж в диапазоне 0–1

Данная серия итерационных термодинамических расчетов на фоне роста Т/Ж выявляет наличие участка повышения гидрокарбонат-иона в водной фазе и одновременного повышения рН раствора и снижения Eh. Смена условий роста значений HCO_3^- -иона на постепенное снижение происходит при значении Т/Ж=0,5 при этом Eh начинает расти (табл.2). Поскольку парциальное давление CO_2 и O_2 поддерживалось постоянным, то данное явление происходит в силу внутренних ионно-обменных процессов моделируемой системы. Список наиболее «мобильных» компонентов водного раствора, имеющих перегиб концентрационных линий на данном участке, включает: Al^{3+} , AlOH^{2+} , AlO^+ , AlO^{2-} , $\text{Al}(\text{CO}_3)^{2-}$, AlHCO_3^{2+} , CO_3^{2+} , CaOH^+ , CaSO_4 , CaHCO_3^+ , FeO_2^- , K^+ , KCO_3^- , Mg^{2+} , MgCl^+ , MgSO_4 , MgHCO_3^+ , Mn^{2+} , NH_4^+ , NH_3 , H_3SiO_4^- . Следует так же отметить, что перегиб линий приходится на равнозначное мольное количество двух твердых фаз – ломонтит и микроклин, а также на значение минерализации 3.66 г/л, которое свойственно зоне погружения водовмещающих толщ при удалении от области питания (скв.22-III-NB, см. рис. 5.23).

Таким образом, вклад водовмещающих пород в формирование химического состава вод неогенового комплекса ограничивается предельной минерализацией в 3.7

г/л и сульфатно-гидрокарбонатным натриевым гидрохимическим типом вод. Данный расчет произведен без учета скорости растворения минералов водовмещающих пород.

При термодинамическом моделировании метод учета степени протекания реакций растворения минералов, предложенный Рыженко Б.Н. [24], позволят перейти от чисто термодинамической системы к равновесно-кинетической, максимально приближающей результаты расчета к реальным условиям формирования природных вод. Расчеты показали значительное снижение скорости роста минерализации водной фазы на фоне роста отношения Т/Ж (рис. 5.22). Это отражает ситуацию низкой кинетики моделируемой системы, когда минералы породы медленно растворяются и рост минерализации раствора напрямую зависит от времени.

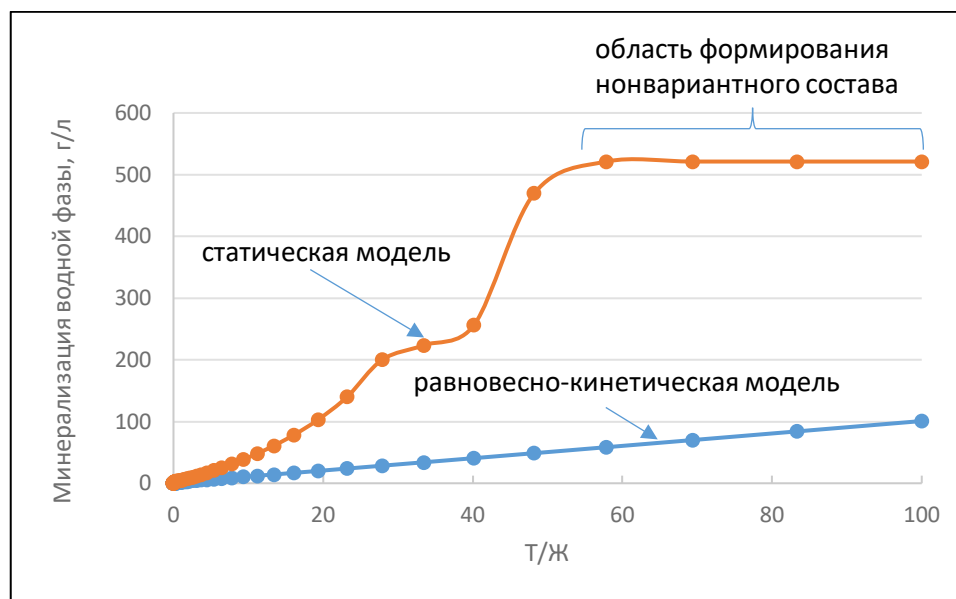


Рисунок 5.22 – Сравнение роста минерализации в двух моделях

При значении Т/Ж 0.48 модельный состав раствора гидрокарбонатно-хлоридный натриевый с минерализацией 0.94 г/л ($M_{0.94} \frac{Cl64HCO_335}{Na99} pH9.1, Eh 0.129$). Аналогичный состав наблюдается в скв. 215 III NB (см. рис. 5.23) на юго-западе территории вблизи разломной зоны, выполняющей функцию области питания – $M_{0.95} \frac{Cl49HCO_343}{Na85} pH7.3$. Повышенная щелочность модельного раствора обусловлена доминированием карбонатных анионов $CO_3^{2-} - 3.48 \times 10^{-4}$ моль, $HCO_3^- - 4.7 \times 10^{-3}$ моль,

в меньшей степени SO_4^{2-} -ионом – 5.6×10^{-5} моль и кремнием SiO_2 – 5.56×10^{-5} . И одновременно низким содержанием железа (10^{-13} моль) и алюминия (10^{-9} моль), как образующих низкорастворимые гидроокислы. Из вторичных минералов добавляется каолинит, входящий в модельный состав водовмещающей породы.

Наблюдаемая в наиболее погруженной центральной части разреза повышенная минерализация до 21 г/л обусловлена фактором смешения инфильтрующихся атмосферных осадков и седиментационных вод морского генезиса. Если рассматривать седиментационные воды, как запечатанные морские воды в отложениях палеогена, то при современных геолого-гидрогеологических условиях (пористости водовмещающих пород, температуре и давлении, учитываемых при термодинамических расчетах), поровый раствор должен иметь минерализацию до 94 г/л и сульфатно (36%)-хлоридный (63%) натриевый (99%) состав. С учетом скорости растворения минералов минерализация может снизиться до 47 г/л. В обоих вариантах процент смешения прореагировавших с породами атмосферных осадков и метаморфизованной морской воды составит не более 50%.

Немаловажным фактором, влияющим на рост минерализации, является скорость фильтрации подземных вод с позиции времени контакта фильтрующейся воды с минеральной поверхностью порового пространства пород. На базе изотопной карты-схемы возраста подземных вод [28; 72] были просчитаны ленты тока с определением скорости фильтрации. При среднем значении 8 м в год диапазон составил от 3.5 до 20 м/год. Ориентируясь на полученные данные и методику перехода к модельному параметру Т/Ж с учетом скорости фильтрации, значения отношения Т/Ж будут варьировать от 0.19 до 1.09. Минерализация модельного раствора соответственно вырастет с 2.86 г/л до 5.7 г/л, а с учетом степени протекания химических реакций с 0.55 г/л до 2.12 г/л. Таким образом, в статической модели процент участия фактора растворения минералов водовмещающих пород в формировании солености подземных вод составляет ~25% от максимально

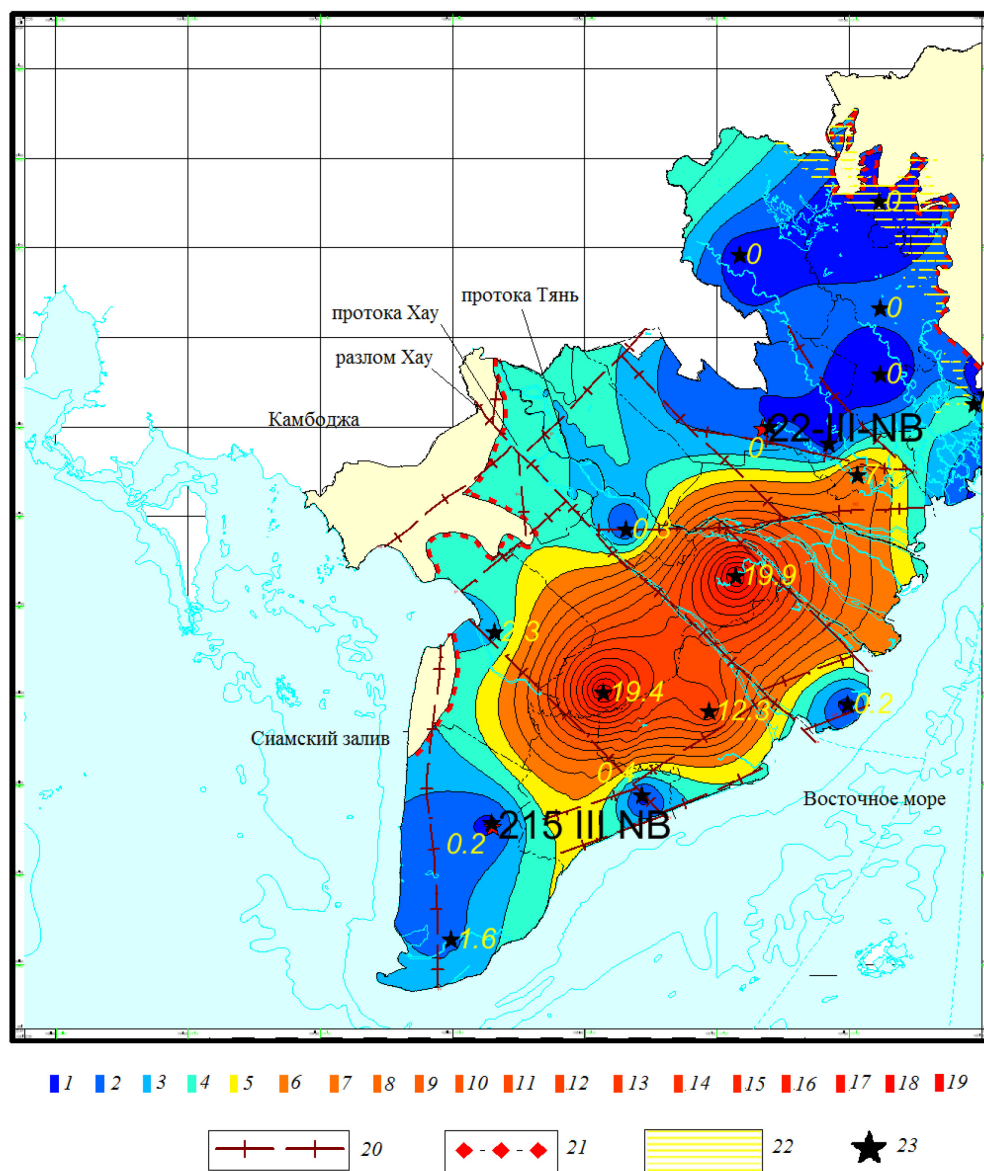
наблюдаемой минерализации в центральной части изучаемой территории (21 г/л), а в равновесно-кинетической ~10%. То есть, процессы смешения доминируют в группе факторов, определяющих состав подземных вод комплекса на современном этапе их формирования.

Следует отметить, что подгоризонты плиоценового водоносного комплекса являются местами хорошоизолированными друг от друга, поскольку минерализация в отдельных скважинах разнится более чем на 10 г/л. Это наблюдается в центральной части изучаемой территории. Общее же направление роста минерализации в обоих подгоризонтах происходит с северо-запада на юго-восток (дельта крайней правой протоки Меконг – Мй-Тхань) (рис. 5.23).

Карта-схема изменения минерализации построена по геостатистической интерполяции “Кокригинг” на случай многопеременных данных, без ввода на границе областей питания значения минерализации атмосферных осадков. Из рис. 5.23 видно, что минерализованные воды образуют своеобразную котловину за счет прибрежного фактора разубоживания (береговая линия Восточного моря) по разломам северо-восточного простирания.

Разные условия формирования двух подгоризонтов прослеживаются и по значениям рН (рис. 5.24).

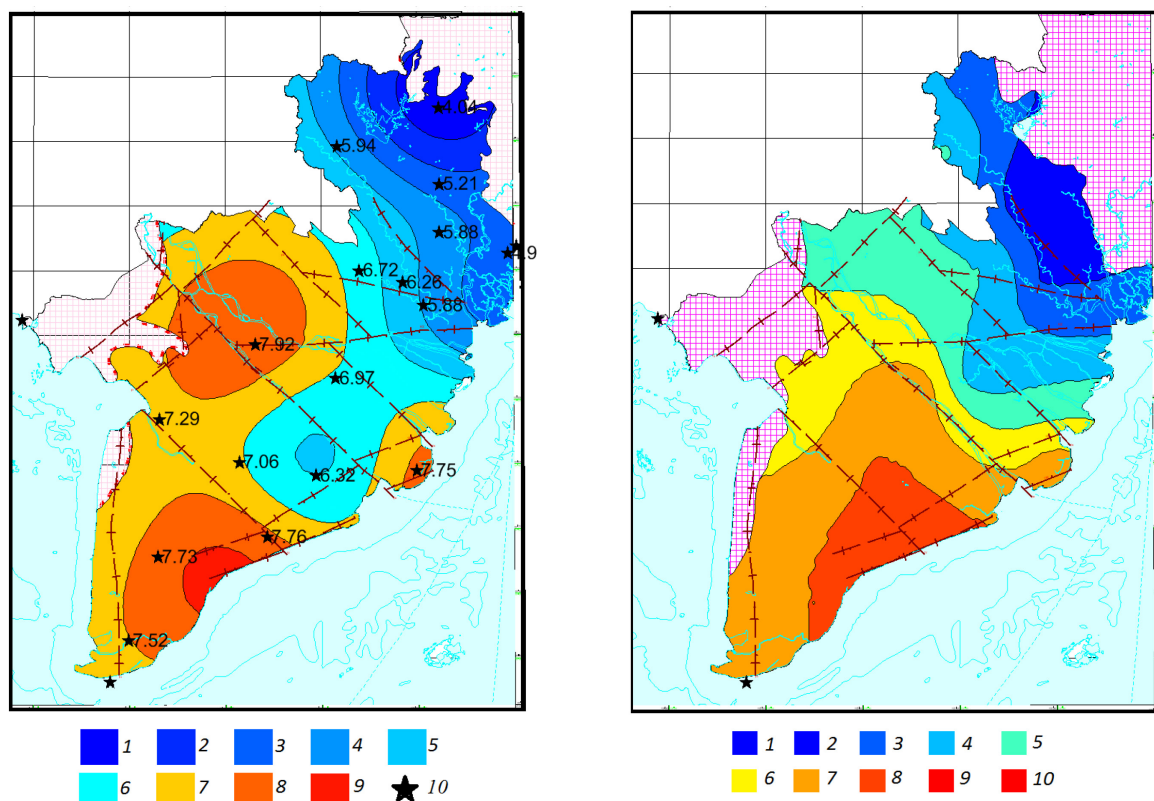
Кислотно-щелочные условия нижнего подгоризонта согласуются с двумя главными факторами формирования солевого состава подземных вод – атмосферное питание, где рН воды кислый (рН 3-4) и диффузионное смешение потока подземных вод с погребенными морскими водами на юго-востоке территории (рН 8). Понижению кислотности также способствует повышение парциального давления CO_2 ($P_{\text{CO}_2} > 10^{-2}$ Па) и наличие органики.



Минерализация (г/л): 1 – 0-1; 2 – 1-2; 3 – 2-3; 4 – 3-4; 5 – 4-5; ...; 19 – 18-19; 20 – разломы; 21 – граница водоносного комплекса; 22 – отложение плиоценового возраста; 23 – фактические значений минерализации;

Рисунок 5.23 – Схема изменения минерализации (г/л) верхнеплиоценового водоносного горизонта (усредненные данные по двум подгоризонтам)

Верхний подгоризонт в центральной части исследуемой территории отличается значительным диапазоном колебаний значений pH – от 5.6 до 8.72, что может быть связано с близостью опробованных скважин к разломам, которые выполняют функцию транзита как сверху, так и снизу.



а. рН: 1 – 4,0-4,5; 2 – 4,5-5,0; 3 – 5,0-5,5; ...; 9 – 8,0-8,5; 10 – фактические значения рН;
 б. рН: 1 – 6,0-6,2; 2 – 6,2-6,4; ...; 10 – 7,8-8,0;

Рисунок 5.24 – Изменение величины рН в водоносных горизонтах нижнего (б) и верхнего (а) ярусов плиоценового водоносного комплекса

Вместе с тем, сравнительный анализ схем распределения величины общей минерализации и рН подземных вод показывает определенную долю независимости этих двух параметров, что подтверждается незначительным коэффициентом корреляции равном -0,17. Таким образом, в целом, смена гидрохимического типа с содового на хлоридно-натриевый (с позиции одновременного роста минерализации водного раствора) не является приоритетным в установлении кислотно-щелочных условий водоносного горизонта.

В виду сильно щелочного состава модельного раствора дополнительно выполнен расчет с постепенным увеличением парциального давления PCO_2 , как одного из главных факторов напрямую влияющих на величину рН раствора. Шаг

увеличения $\lg PCO_2$ составил «- 0.03n» при диапазоне от -3.76 до -1.96. При этом pH раствора снизился с 9.0 до 7.6, а минерализация выросла с 0.95 до 1.4 г/л (рис. 5.25). Как было отмечено выше, природный состав с минерализацией 0.95 г/л имел pH 7.3 с преобладанием Cl-иона в анионной части. В модельном же растворе с pH 7.6 преобладает HCO_3 -ион ($M_{1.4} \frac{HCO_3 48 Cl 43}{Na 70} pH 7.6$). Таким образом, в природных условиях в установлении величины pH раствора существенную роль играет Cl-ион. Это объясняется и тем, что по способности снижать pH подземных вод соляная кислота ($K_{1 \text{ дис } HCl}^{25^\circ} = 1 \cdot 10^7$) доминирует перед угольной ($K_{1 \text{ дис } H_2CO_3}^{25^\circ} = 4,36 \cdot 10^7$).

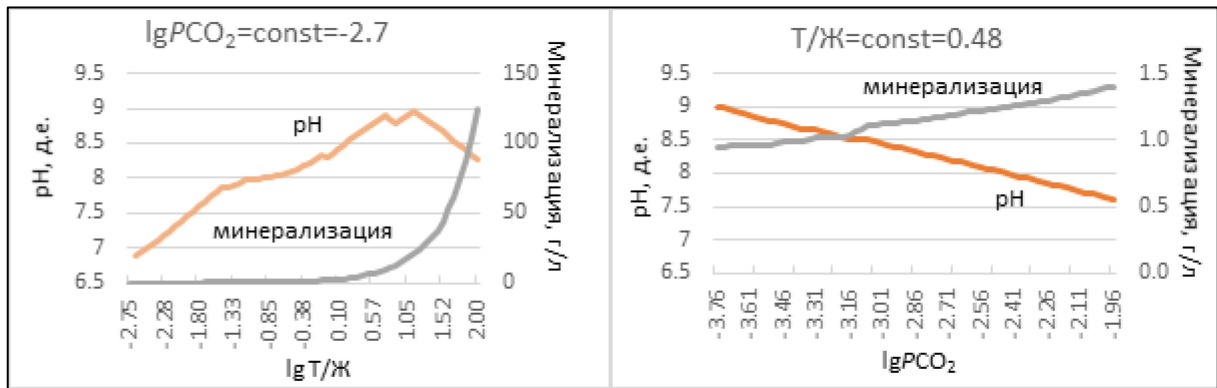


Рисунок 5.25 – Изменение величины pH и минерализации на фоне изменения парциального давления CO₂ и отношения Т/Ж

Таким образом можно выполнить районирование территории по условиям формирования солёности и гидрохимического типа подземных вод плиоценового водоносного комплекса: это северо-восточная часть, центральная и юго-западная часть площади исследования. Границами между ними являются разломы северо-западного простирания.

Северо-восточная область характеризуется классическими параметрами краевой части артезианского бассейна с линейной областью питания предгорной части и планомерным погружением водопроводящих пластов горных пород по потоку инфильтрации и транзита атмосферных осадков. Здесь формируются преимущественно кислые (pH < 6) содовые воды метеорного генезиса.

Центральная часть отличается нестабильным изменением кислотно-щелочных условий в латеральном и вертикальном разрезах, а также сложным генезисом формирования гидрогеохимического типа и минерализации подземных вод плиоценового водоносного комплекса.

В юго-восточной части происходит “стабилизация” условий трансформации подземных вод с позиции установления кислотно-щелочных условий и минерализации воды и приобретение линейного характера их изменчивости.

Используя полученные данные изотопных исследований в комплексе с гидрогеохимическим опробованием и сравнивая с результатами термодинамического моделирования: была определена степень “равновесности” подземных вод; установлено, что в формировании химического состава подземных вод принимают участие климатические (атмосферные осадки и их количество и состав), гидрогеологические (глубина залегания водоносных отложений, область питания, скорость движения подземных вод), геохимические (состав водовмещающих пород, степень открытости системы вода-порода-газы к газам атмосферы CO_2 и O_2) и тектонические (близость к разломам, направление простираания разломов) условия; определен список минералов, формирующий основной компонентный состав подземных вод плиоценового водоносного комплекса.

5.2.2. Условий формирования подземных вод плиоценового водоносного комплекса по термодинамическому моделированию

В целом, анализ условий формирования подземных вод плиоценового водоносного комплекса с позиции гидрогеохимической интерпретации термодинамического моделирования позволил установить следующие закономерности:

Формирование минерального состава подземных вод происходит за счет трех основных факторов – инфильтрации атмосферных осадков, их взаимодействия с минералами водовмещающих пород и последующих процессов смешения потока

подземных вод с седиментационными растворами морского генезиса. Граничным условием между процессами взаимодействия с породами и смешения с седиментационными водами может служить величина минерализации 2,86–5,7 г/л и сульфатно-гидрокарбонатный натриевый гидрохимический тип воды.

При значении отношения $T/J=0.48$, косвенно отождествляемого со скоростью фильтрационного потока подземных вод, модельный состав раствора гидрокарбонатно-хлоридный натриевый с минерализацией 0.94 г/л. Такой состав характерен для областей питания на северо-востоке территории и в области выклинивания водоносных отложений на юго-западе. Это позволяет предположить наличие инфильтрационного питания за пределами исследуемой территории на западе дельты р. Меконг.

Термодинамические расчеты системы водовмещающие породы-вода-газы атмосферы показали присутствие в водоносном комплексе областей равновесного состояния (сульфатно-гидрокарбонатный натриевый тип воды с минерализацией 3.7 г/л), где на фактор растворения минералов пород “накладываются” процессы смешения вод атмогенного генезиса с седиментационными водами морского генезиса.

Список вторичных минералов, контролирующих формирование геохимического облика подземных вод плиоценового водоносного комплекса, включает: альбит, кальцит, гетит, гипс, ломонтит, микроклин, мусковит, кварц, родохрозит и рутил.

В результате районирования территории по условиям формирования подземных вод плиоценового водоносного комплекса выделено три зоны: северо-восточная, центральная и юго-западная. Центральная часть исследуемой площади, ограниченная разломами северо-восточного и северо-западного простирания, является зоной, где происходит своеобразная конкуренция между факторами питания/разгрузки и геохимическими процессами взаимодействия воды с вмещающими породами. С одной стороны, разломы выполняют функцию области питания как сверху

(атмосферных осадков), так и снизу (переток воды из нижележащих горизонтов), а с другой – вызывают барражный эффект снижения скорости фильтрации или наоборот ее повышения, способствуя тем самым активизации или ослаблению геохимической трансформации подземных вод.

5.3. Модель формирования подземных вод верхне- и нижнеплиоценового водоносных горизонтов дельты р. Меконг

По результатам изотопных исследований и термодинамического моделирования, формированием подземных вод в дельте р. Меконг является сложный процесс, который происходит как минимум за счет двух источников: пресных инфильтрационных и минерализованных седиментационных вод. Резюмируя вышесказанное, подчеркнем, что подземные воды плиоценового водоносного комплекса, возраст которых меньше 45 тыс. лет не могут быть только седиментогенными, сохранившимися с прошедших геологических периодов и не участвующими в течение продолжительного периода времени в геологическом круговороте воды, который исчисляется несколькими миллионами лет. Очевидно, что настоящие подземные воды плиоценового водоносного комплекса образуются как из инфильтрационных, так и из различных геохимических типов вод. Они смешали и заменили ранее существовавшие седиментогенные воды.

Формирование подземных вод верхне- и нижнеплиоценового водоносных горизонтов в дельте р. Меконг происходило следующим образом:

Пресные воды формировались в основном из вод атмосферных осадков, выпадающих на земную поверхность и просачивающихся (инфильтрующих) в водоносный горизонт в области питания,двигающихся по пласту и в области разгрузки покидающих его. Колебание возраста подземных вод с современного до 45 тыс. лет показывает, что инфильтрационный процесс из вод атмосферных осадков состоялся как минимум 45 тыс. лет назад и идёт по сей день.

В первом гидрогеологическом бассейне верхнеплиоценового водоносного горизонта идёт процесс инфильтрации метеорных вод, поступающих в водоносный горизонт на северо-востоке дельты р. Меконг, которые затем продолжают движение по пласту на юго-запад и разгружаются в морскую акваторию (Восточное море). Для второго гидрогеологического бассейна, подземные воды из инфильтрационного питания за пределами исследуемой территории на западе дельты р. Меконг, двигаются по разлому Хау на юго-восток. Направлением потока третьего и четвёртого гидрогеологических бассейнов является юг.

Направление потока нижнеплиоценового водоносного горизонта относительно не меняется по всей дельте р. Меконг. Метеорные воды попадают в водоносный горизонт в области питания на северо-востоке дельты р. Меконг, двигаются по пласту в юго-западном направлении и разгружаются в Восточном море.

Минерализованные воды образуются в результате смешения инфильтрационных (пресных и изотопно-легких) и седиментационных вод, образование которых связано с современной морской трансгрессией, происходившей не позже 7 – 11 тыс. лет назад, что соответствует Фландрской трансгрессии [27;63], захватывавшей всю дельту Р. Меконг (не включая Юго-Восточную область, или область разгрузки водоносных горизонтов). Под влиянием давления моря в период трансгрессии, подземные воды становились высокоминерализованными (засоление).

В конце концов, регрессия моря состоялась 2500 лет назад. Она воссоздала первозданный вид дельты р. Меконг. Такие процессы, как инфильтрация из метеорных вод в области питания, вертикальная фильтрация флюидных вод по разломам, наземных вод атмосферного происхождения и т.д. продолжают идти в водоносных горизонтах и создают запасы подземных вод сегодня. Таким образом, очевидно, что главными факторами, кардинально ведущими к изменению солёности подземных вод плиоценовых водоносных горизонтов по результатам изотопных исследований и термодинамического моделирования являются: обмен минеральных

составов водовмещающих пород, вертикальная фильтрация флюидных вод по разломам и смешение седиментационными водами. Эти факторы создали очень сложный и неоднородный характер распределения пресных и минерализованных вод в водоносных горизонтах как по площади, так и по разрезу.

Эквивалентность направления увеличения минерализации на карте распределения солёности и движения потока подземных вод этого горизонта на карте возраста подземных вод водоносного горизонта n_2^2 (см. Рис. 5.13 и 5.26) показывает, что инфильтрация метеорных вод, просачивающихся в водоносный горизонт в области питания, протекает по пласту и оттесняет высокоминерализованные воды к области разгрузки. В результате минерализация увеличивается по направлению потока подземных вод. Это процесс опреснения наряду с эксплуатацией подземных вод, изменением климата, антропогенным загрязнением приходят к изменению границы пресных и минерализационных вод, как и сложному распределению минерализации подземных вод сей день.

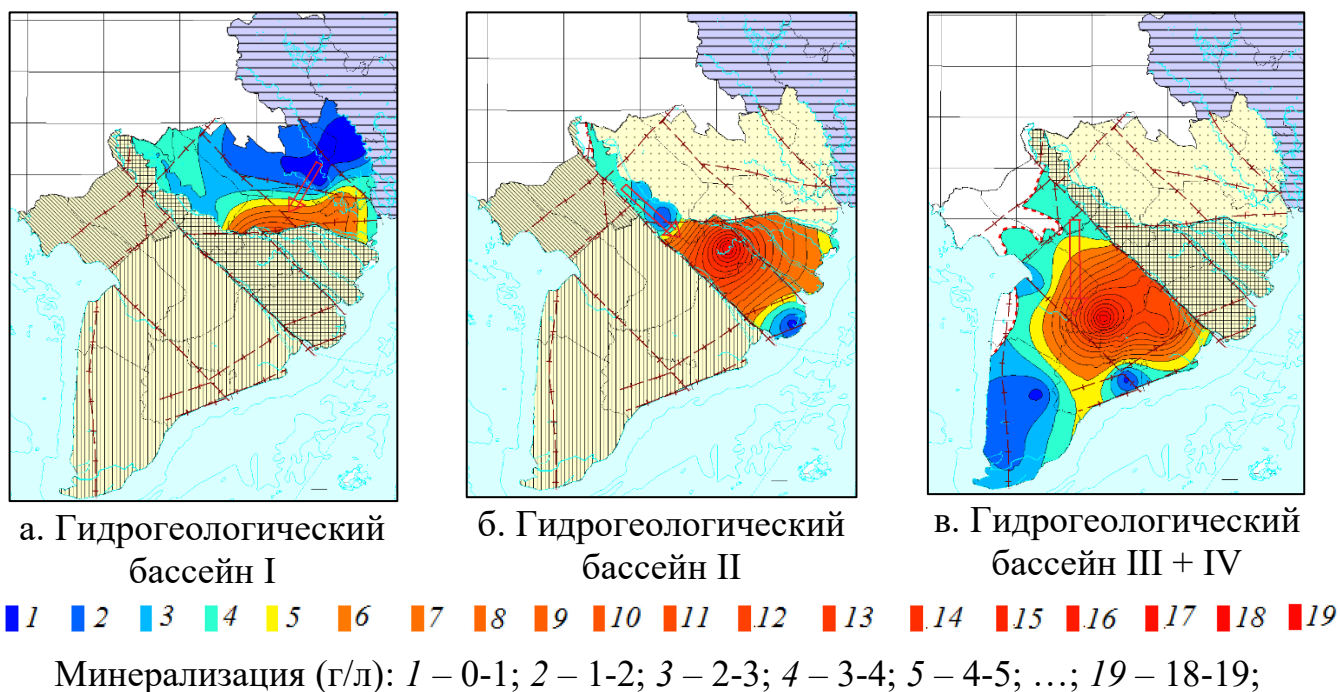


Рисунок 5.26 – Схема солёности подземных вод по каждому гидрогеологическому бассейну

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В целом, проведённые исследования возраста и происхождения подземных вод дельты р. Меконг и их движения в гидрологическом цикле по гидрогеологическому изотопному методу и термодинамическому моделированию позволяют сделать следующие выводы:

1. Результаты исследований показывают, что пресные воды в плиоценовых водоносных горизонтах дельты р. Меконг формируются в основном за счёт инфильтрации метеорных вод. Метеорные воды попадают в водоносный горизонт в областях питания, положение которых может различаться для разных водоносных горизонтов. В плиоценовых горизонтах также встречаются и минерализованные воды, которые образуются в результате смешения инфильтрационных вод (пресных и изотопно легких) с седиментационными, изначально имеющими морской генезис. Таким образом, формирование водного и солевого баланса этих горизонтов имеет сложный характер и происходит как минимум за счет двух источников: пресных инфильтрационных и минерализованных седиментационных вод. Это необходимо учитывать при разработке схемы эксплуатации водных ресурсов этих горизонтов и организации текущего мониторинга за качеством добываемых вод, а также при поиске решений для повышения инфильтрации метеорных вод в областях питания.

2. Верхнеплиоценовый водоносный горизонт является одним из главных водоносных горизонтов дельты р. Меконг. У него есть широкая область питания, которая распределена как на северо-востоке дельты р. Меконг (Юго-Восточная область), так и на южной части территории, на границе Камбоджи и Вьетнама. Направление потока верхнеплиоценового водоносного горизонта сложное и изменяется в каждом гидрогеологическом бассейне со средней скоростью движения потока 8 м/год. Решающие факторы для выбора мест заложения водозаборных скважин связаны с процессом изменения минерализации и качества подземных вод этого горизонта, которые могут послужить основой оптимизации режима эксплуатации подземных вод верхнеплиоценового водоносного горизонта.

3. В нижнеплиоценовом водоносном горизонте сосредоточены максимальные эксплуатационные запасы из всех водоносных горизонтов в дельте р. Меконг, но его фактический эксплуатационный расход минимальный. Поэтому этот водоносный горизонт является важнейшим в планировании хозяйственного развития дельты р. Меконг. Пресные воды нижнеплиоценового водоносного горизонта - инфильтрационные, которые попадают в водоносный горизонт из области питания на северо-востоке дельты р. Меконг, двигаются по пласту в юго-западном направлении и разгружаются в Восточном море. Скорость движения подземных вод в этом водоносном горизонте различна для каждого гидрогеологического бассейна, средняя скорость движения потока составляет 5,9 м/год. Также как и для верхнеплиоценового горизонта, здесь сильное воздействие на качество вод оказывают процессы смешения инфильтрационных и седиментационных вод.

4. Величина инфильтрационного питания водоносных горизонтов в предыдущих исследованиях потенциальных запасов обычно не учитывалась (принималась равной 0 м³/сут). Расчёт величины инфильтрационного питания водоносных горизонтов по нашим данным позволил оценить потенциальные и эксплуатационные запасы.

5. Карты возраста подземных вод верхне- и нижнеплиоценового водоносных горизонтов в дельте р. Меконг показывают влияние разлома Хау на движение потока подземных вод. В его пределах может осуществляться гидравлическая взаимосвязь между водоносными горизонтами, содержащими некондиционные воды. Следовательно, выбор мест заложения водозаборных скважин рядом с этим разломом должен быть ограничен, чтобы избежать изменения качества подземных вод.

6. Комплексом изотопно-геохимических методов было показано, что на формирование химического состава вод оказывают влияние климатические (атмосферные осадки – состав и их количество), геолого-гидрогеологические (глубина залегания, область питания, скорость движения подземных вод),

геохимические (состав водовмещающих пород) и тектонические (близость к разломам, ориентировка разломов) факторы.

7. Несмотря на то, что количество данных является ограниченным на большой области исследования, применение геостатистической интерполяции «Кокригинг» для многопеременных данных позволило добиться высокой точности при построении специализированных карт в дельте р. Меконг. Карта возраста подземных вод изучаемой территории построена с коэффициентом корреляции 0,967 для верхнеплиоценового и 0,99 для нижнеплиоценового горизонта, что подтверждает высокую эффективность геостатистического метода по сравнению классическими. Применение геостатистической интерполяции «Кокригинг» следует сделать стандартом для построения различных гидрогеологических карт на рассматриваемой территории. Таким образом, результаты исследования являются достоверной базой для гидрогеологических исследований и решают сложные проблемы планирования, управления и использования водных ресурсов дельты р. Меконг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О.А., Ляхин Ю.И. Химия океана. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 343с.
2. Амеличев Г. Н, Комплексная оценка возраста и установление условий формирования минеральных вод «бишули» (равнинный крым) на основе изотопно-геохимических данных // География. Геология. Том 3 (69). № 2. 2017 г. С. 130–150.
3. Анализ изотопного состава подземных вод (методические рекомендации). - М.: ВСЕГИНГЕО, 1978, 33с.
4. Антипов М.А., Безденежных Н.А., Соколовский Л.Г., Рекомендации по химико-аналитическому обеспечению выполнения региональных гидрогеологических, геокриологических и геоэкологических работ, – М., ВСЕГИНГЕО, 2008, 66с.
5. Геологический словарь, Москва, Недра, 1973.
6. ГОСТ 25100-2011, Межгосударственная научно-техническая комиссия по стандартизации, техническому нормированию и сертификации в строительстве (МНТКС), 22с.
7. ГОСТ 30813-2002, Вода и водоподготовка. Термины и определения, 2018, 56с
8. ГОСТ Р ИСО 16269-4-2017, Статистические методы, Москва стандартиформ, 2017, 11с.
9. Гржибовский А. М., Выбор статистического критерия для проверки гипотез, Экология человека, 2008г., С. 48-57.
10. Данг Д. Н. и др., доклад «Исследование питания подземных вод из поверхностных и атмосферных вод по изотопному методу в дельте Р. Меконг» // конференция Вьетнамской ассоциации гидрогеологии, 16/04/2015 [in Vietnam]
11. Демьянов В. В., Каневский М. Ф., Чернов С. Ю., Вариография: исследование и моделирование пространственных корреляционных структур. Меры пространственной непрерывности, Элементарное введение в геостатистику

- серия проблемы окружающей среде и природных ресурсов, №11, ВИНТИ, Москва, 1999.
12. Демьянов В.В., Савельева Е.А. Геостатистика: теория и практика // Российская академия наук, институт проблем безопасного развития атомной энергетики РАН.-М.: Москва наука, 2010. С. 21, 71, 152.
 13. Демьянов В.В., Савельева Е.А. Геостатистика: теория и практика // Российская академия наук, институт проблем безопасного развития атомной энергетики РАН.-М.: Москва наука, 2010. С. 152–154.
 14. Дубинчук В. Т., Поляков В. А., Корниенко Н. Д. и др. Ядерно-геофизические методы в гидрогеологии и инженерной геологии. – М.: Недра, 1988. 223с.
 15. Дубинчук В., Фрёлих К. и Гонфьянтини Р., Изотопная гидрология: Исследования загрязнения грунтовых вод, Бюллетень МАГАТЭ, 1/1989, С. 28-31.
 16. Инструкция по применению классификации эксплуатационных запасов подземных вод, к месторождениям лечебных минеральных вод. М., ГКЗ СССР, 1984, 28с.
 17. Каневский М. Ф., Демьянов В. В., Введение в методы анализа данных по окружающей среде, Элементарное введение в геостатистику серия проблемы окружающей среде и природных ресурсов, №11, ВИНТИ, Москва, 1999.
 18. Каюкова Е.П., Формирование изотопного состава природных вод горного Крыма под влиянием естественных процессов, Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2016. Вып. 2, с. 11-26; Т.Г. Дмитриенко, Физико-химические процессы в гидросфере: Учебное пособие. – Саратов: СВРХБЗ, 2006. 103с
 19. Козар А.Н., Теория вероятностей и математическая статистика, автономная некоммерческая организация высшего профессионального образования центросоюза российской федерации «российский университет кооперации» казанский кооперативный институт (филиал), 2011г., 14с
 20. Крайнов С.Р., и др., Методы геохимического моделирования и прогнозирования в гидрогеологии. М.: Недра, 1988. 254с.

21. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. Издание второе, дополненное. М.: Центр Лит Нефте Газ, 2012. 672с.
22. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. Издание второе, дополненное. М.: Центр Лит Нефте Газ, 2012. 567с.
23. Крайнов С.Р., Швец В.М. Гидрохимия: Учебное пособие — М.: Недра, 1992., 463с.
24. Крайнов С.Р., Швец В.М. Гидрохимия: Учебное пособие — М.: Недра, 1992., 464с.
25. Кынашев С. К., Баранов С. А., Основные элементы и понятия геостатистики // журнал - материалы конференции, 2014, С. 5-15.
26. Кынашев С. К., Баранов С. А., Основные элементы и понятия геостатистики // Европейские исследования: инновации в науке, образовании и технологиях, международная научно-практическая конференция, Москва, 30-31.10, 2014, С. 5-15.
27. Лам В.Х.-К., Определение характеристики динамики подземных вод среднеплиоценового водоносного горизонта (n_2^2) в дельте р. Меконг // Международная научно практическая конференция «Стратегия развития геологического исследования недр: настоящее и будущее» (к 100-летию МГРИ–РГГРУ), 4–6 апреля 2018. 2018. С. 234–235.
28. Лам В.Х.-К., Лисенков А. Б., Лаврушин В. Ю. Условия формирования подземных вод в дельте р. Меконг (Социалистическая республика Вьетнам) по данным изучения изотопного состава кислорода и водорода // Известия вузов. Геология и разведка. 2018. № 1. С. 42-48;
29. Лам В.Х.-К., Лисенков А.Б., Лаврушин В.Ю., Белов К. В. Возраст и условия формирования вод среднеплиоценового водоносного горизонта дельты р.

- Меконг (Вьетнам) по результатам радиоуглеродного датирования // Известия вузов. Геология и разведка. 2018 № 6. С. 59-65
30. Лам В.Х.-К., Лисенков А.Б., Фам Т.Н., Применение геостатистического метода «кокригинг» для анализа и интерполяции многомерной геолого-гидрогеологической информации при построении специальных карт в дельте р. Меконг (срв) // 14-я международная научно-практическая конференция "Новые идеи в науках о Земле", Москва, апреля 2019 г., С. 154-157.
 31. Лам В.Х.-К.; Определение происхождения подземных вод дельты р. Меконг // Международная научно практическая конференция «Стратегия развития геологического исследования недр: настоящее и будущее» (к 100-летию МГРИ–РГГРУ), 4–6 апреля 2018. 2018. С. 208–209.
 32. Лисицын А.П., Монин А.С. Биогеохимия океана. М.: Наука, 1983. 368 с
 33. Махнач А. А., Гидрогеохимия (конспект лекций), Минск, 2000 г., С.Р. Крайнов, В.М. Швец “Основы геохимии подземных вод”. М.: Недра, 1980.
 34. Мурман Ф. Р., почвенная карта Южной Вьетнама масштаба 1:1000000, 1961г.[In Vietnam].
 35. Папина Т.С., Изотопный состав и источники атмосферных осадков в центральной якутии, Криосфера Земли, 2017, т. XXI, №2, С. 60–69
 36. Пейн Б.Р., Методы изотопной гидрологии – практическое решение водных проблем, Бюллетень МАГАТЭ, Том 24, №3, С. 98-12.
 37. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 527 с.
 38. Петтиджон Ф. Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
 39. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы: Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 751 с.
 40. Поляков В.А. Детарование подземных вод по радиоуглероду. - М.: 1981 - 50 с (Гидрогеология и инженерная геология. Обзор (ВИЭМС)).

41. Поляков В.А., Дубинчук В.Т., Рекомендации по изотопному обеспечению региональных гидрогеологических, геокриологических и геоэкологических работ, – М.: ВСЕГИНГЕО, 2008.
42. Селецкий Ю.Б., Поляков В.А., Якубовский А.В., Исаев Н.В. Дейтерий и кислород-18 в подземных водах (масс-спектрометрические исследования) – М.: Недра, 1973 – 144 с.
43. Сергеев С.А., Пушкарев Ю.Д., Лохов К.И., Сергеев Д.С., Обзор современных методов изотопной геохронологии (составная часть Геохронологического Атласа), Санкт-Петербург, 2015, С. 6-8.
44. Суздальский О.В., Слободин В.Я., Лев О.М. Реконструкция уровней арктических палеобассейнов на основе анализа комплексов бентосных организмов // Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л., 1975. С. 43–48.
45. Сухорукова С.С., Ковалева Е.Ф. Литология и генезис покровных отложений. Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 1988. 38 с.
46. Токарев И.В., Исследование подземных вод в отдельных районах карелии изотопно-геохимическими методами // Вестник Санкт-Петербургского университета, Сер. 7. 2008. Вып. 2, С. 25-37.
47. Токарев И.В., исследование условий формирования водного баланса токтогульского водохранилища по изотопному составу воды ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$), Gat 1996, С. 16-84;
48. Токарев И.В., исследование условий формирования водного баланса токтогульского водохранилища по изотопному составу воды ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$), Gat 1996, 59 с
49. Шваров Ю.В., HCh: новые возможности термодинамического моделирования геохимических систем, предоставляемые Windows // Геохимия. 2008. № 8. С. 890-897;

50. Шваров Ю.В., Алгоритмизация численного равновесного моделирования динамических геохимических процессов // Геохимия. 1999. № 6. С. 646-652.
51. Шварцев С.Л., Общая гидрогеология. Учебн. Для вузов. М.: Недра, 1996. 23 с.
52. Anthropogenic effects in water scarce areas: Sand-dunes study in Qasim area, Saudi Arabia, Earth Sciences Program, Institute of Natural Resources and Environment, King Abdul Aziz City for Science and Technology, Riyadh, Saudi Arabia, 1997.
53. Atlas 2011 The planning Atlas of the Lower Mekong River Basin // Mekong River Commission. Vientiane: MRC, 2011. 104 p
54. Bui T.V., Phan N.L., Le H.N. Project “Assessment of the impact of climate change to groundwater in Mekong delta, proposed solutions to respond” // Hochiminh, 2013. Report №14. P. 26–28. [In Vietnam]
55. Dansgaard 1953, The Abundance of O18 in Atmospheric Water and Water Vapour, Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography, Volume5, Issue4, November 1953, P. 461-469
56. Do T.H., Doctoral thesis “Formation of the chemical compositions of groundwater and its importance in the premise of the exploitation of groundwater in the Cenozoic deposits in the Mekong Delta” // Mining and Geological University (Hanoi, Vietnam). 1996. 22p. [In Vietnam]
57. Doan V.C., Underground water in Nambo plain: challenges and solutions // Journal of water resources science and technology, Vietnam academy for water resources. 2013. Issue 14. P. 56–58. [In Vietnam]
58. Ferronsky V. I., Polyakov V. A. Environmental Isotopes in the Hydrosphere, New-York, J. Wiley&Sons, 1982, 466 p.
59. Geologic map of Cambodia showing location of lithological sections scale 1:1000000, National geographic service of Vietnam, 1961.
60. Georg J. Houben, et al, Freshwater lenses as archive of climate, groundwater recharge, and hydrochemical evolution: Insights from depth-specific water isotope analysis and

- age determination on the island of Langeoog, Germany, Water Resources Research article, 2014, P. 8227-8239.
61. Grout F.F. Relation of texture and composition of clays // Bull. Geol.Soc.Amer. 1925. v. 36. P. 393-416.
 62. Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology, Vienna, IAEA, 1983, 540 p.
 63. Ha Q.H. Flandrian transgression and imprint leave in Mekong Delta // Department of Environment, Ho Chi Minh University of Natural Sciences. 10.04.2017. 1p. [In Vietnam];
 64. Harmon Craig, Isotopic Variations in Meteoric Waters, Science, Vol. 133, Issue 3465, pp. 1702-1703, 26 May 1961.
 65. Herman Bouwer, Groundwater hydrology, McGraw-Hill Book Company, New York, January 1, 1978, 22 p.
 66. IAEA, IAEA/GNIP precipitation sampling guide // IAEA Water Resources Program; V2.02 September 2014. P. 4-15
 67. International Atomic Energy Agency. Sampling Procedures for Isotope Hydrology // IAEA Water Resources Program; V2.02 September 2014. P. 1–7.
 68. John Nimmo; David A. Stonestrom, Richard W. Healy, Aquifers: Recharge // Encyclopedia of Water Science DOI: 10.1081/E-EWS2, 2008. 57p.
 69. Kabeya N., et al., Stable Isotope Studies of Rainfall and Stream Water in Forest Watersheds in Kampong Thom, Cambodia, Forest Environments in the Mekong River Basin. Springer, Tokyo, 2007, P. 125-134
 70. Kyoochul Ha, et al, Current Status and Issues of Groundwater in the Mekong River Basin, Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources (KIGAM) CCOP Technical Secretariat, 2014, P. 93-115.
 71. Lam H.Q.V. Application of isotopic hydrological to study groundwater dynamics of Pliocene aquifer in Mekong Delta. Hochiminh University of technology, Vietnam national university. Hochiminh, 2016, P. 29–30. [In Vietnam]

72. Lam H.Q.V., Nguyen V.K., Application isotope hydrology method research about original groundwater of Nambo plain // Science & Technology development journal, earth resources and sustainable development. Vietnam national university – Hochiminh city. 2016. №19. P. 98 – 105. [In Vietnam]
73. Laura E Erban, et al., Groundwater extraction, land subsidence, and sea-level rise in the Mekong Delta, Vietnam, Environmental Research Letters, Volume 9, Number 8, 15 August 2014, P. 1-6
74. Liu, J., Song, X., Sun, X. et al., Isotopic composition of precipitation over Arid Northwestern China and its implications for the water vapor origin, Journal of Geographical Sciences, April 2009, Volume 19, Issue 2, P. 164–174
75. Mook W. G. Scientific and Cultural Organization, Environmental isotopes in the hydrological cycle, IHP-V Technical Documents in Hydrology, N° 39. UNESCO – IAEA 2001, P. 1-18.
76. Mook W.G., Environmental isotopes in the hydrological cycle, technical documents in hydrology No.39 Vol.1 UNESCO, Paris, 2000. P. 120 – 123
77. Nguyen D.T., Lam H.Q.V. Using isotope hydrology method to determine the origin of ground water sources in the middle-Pliocene aquifer in the Mekong Delta, Vietnam // International conference on clean water, air & soil (CleanWAS2017). 25-27 August 2017. Bangkok, Thailand, 2017. P. 9–12.
78. Nguyen K.C., Applying Isotope Techniques to investigate Groundwater Dynamics of deep aquifers in the Nambo Plain for sustainable Groundwater Resource Management // IAEA/RCA Final Meeting of the RAS/7/022 Project, Bali, Indonesia, 23 – 27 Nov. 2015.
79. Nguyen K.C., et al. Groundwater in Nambo plain. Hanoi, Department of Geology and Mineral Vietnam. 1998. P. 20–25. [In Vietnam]
80. Nguyen K.C., et al. Groundwater in Nambo plain. Hanoi, Department of Geology and Mineral Vietnam. 1998. 66 p. [In Vietnam]

81. Nguyen K.C., et al. Groundwater in Nambo plain. Hanoi, Department of Geology and Mineral Vietnam. 1998. 70 p. [In Vietnam]
82. Nguyen K.C., Origin of groundwater in Mekong plain and outstanding problems, extract from “proceeding CGI” vol-2-1986. [In Vietnam]
83. Rasmussen W. C. and Bradford G. M., Ground-Water Resources of Cambodia, geological survey water-supply paper, United States government printing office, Washington: 1977.
84. Sagaby A. Al-, Moallim A., Isotopes based assessment of groundwater renewal and related
85. Séraphin Pierre, et al., Partitioning groundwater recharge between rainfall in filtration and irrigation return flows using stable isotopes: the Crau aquifer, Journal of Hydrology, Elsevier, 2016, P. 241-253.
86. Tammo s. Steenhuis, et al., Measurement of groundwater recharge on eastern long island, new york, U.S.A., Journal of Hydrology, 79 (1985), P. 145—169.
87. Tammo s. Steenhuis, Craig C. Jackson, Blamuel K.J. Kung, Measurement of groundwater recharge on eastern long island, new york, U.S.A., Journal of Hydrology, 79 (1985), P. 145-169
88. Terzer S., Global isoscapes for ^{18}O and ^2H in precipitation: improved prediction using regionalized climatic regression models, Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.: 11 June 2013, P. 4713–4728.
89. Truong X.L. Geostatistical application. Hanoi, Transport Publishing House Company Limited. 2010. P. 3, 22. [In Vietnam]
90. Truong X.L. Geostatistical application. Hanoi, Transport Publishing House Company Limited. 2010. P. 184–189. [In Vietnam]
91. Werner Aeschbach-Hertig, Introduction to Isotopes and Hydrology, Physics of Aquatic Systems II, 2006, P. 1-16.

92. ZhangXinping et al., Intercomparison of $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation simulated by Isotopic GCMs with GNIP Observation over the East Asia, Procedia Environmental Sciences, Volume 10, Part B, 2011, P. 1601-1612