

Т. К. ФЕДОРОВА

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ
ФОРМИРОВАНИЯ
ХИМИЧЕСКОГО
СОСТАВА
ЛИНЗ
ПРЕСНЫХ
ВОД
ПУСТЫНЬ**

Т. К. ФЕДОРОВА

ЗАКОНОМЕРНОСТИ
ФОРМИРОВАНИЯ
ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ЛИНЗ
ПРЕСНЫХ ВОД ПУСТЫНЬ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА, 1973

ДЧ
17697

74-3904

Федорова Т. К. Закономерности формирования химического состава линз пресных вод пустынь. «Недра», 1973, стр. 128.

В книге приведена методика комплексного изучения природных факторов, обусловивших образование пресных вод в песчаных пустынях.

Применение термодинамических и математических методов позволило выявить физико-химическую сущность ведущих природных факторов и объективно оценить их роль в формировании химического состава вод, а следовательно, и в образовании самих водных масс линз пресных вод в песчаных пустынях.

Работа рассчитана на гидрогеологов, занимающихся вопросами формирования химического состава природных вод.

Ф 0296—587
043(01)—73 90—73

© Издательство «Недра»

Тамара Константиновна Федорова

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ЛИНЗ ПРЕСНЫХ ВОД ПУСТЫНЬ

Редактор Н. Я. Пантелеев
Редактор издательства Г. Ф. Неманова Технический редактор Е. С. Сычева
Корректор М. П. Курылева

Сдано в набор 7/V 1973 г. Подписано в печать 27/IX 1973 г. Т-15054. Формат 60×90 1/16.
мага 2. Печ. л. 8. Уч.-изд. л. 8,73. Тираж 1100 экз. Заказ 707/4374 — 2. Цена 87 коп.

Издательство «Недра» 103666, Москва, К-12. Третьяковский проезд, 1/19
Объединение «Полиграфист». Саратов, проспект им. Кирова, 27.

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы происхождения линз пресных вод песчаных пустынь и их питания не являются новыми, и многочисленные исследователи с начала века пытались и пытаются решить их, применяя различные методы. В пределах опомных пространств песчаных пустынь нашей страны и ряда зарубежных государств линзы пресных вод часто являются единственными источниками водоснабжения, поэтому вполне понятна большая теоретическая и практическая важность выяснения этих вопросов.

Наиболее полные комплексные детальные работы по исследованию линз пресных вод песчаных пустынь проведены советскими специалистами. В нашей стране выполнены теоретические и экспериментальные исследования, обобщения и расчеты, охватившие области климатологии, гидрологии, гидрогеологии, геофизики, агрофизики, термодинамики, техники бурения, эксплуатации и оценки ресурсов линз пресных вод. Высокий уровень выполненных работ позволил впервые в мире осуществить централизованное водоснабжение крупного промышленного центра за счет Ясханской линзы пресных вод, находящейся внутри песчаной пустыни Каракумы.

Однако, несмотря на проведенные исследования, вопросы генезиса крупных линз пресных вод внутренних районов песчаной пустыни не имеют ясного решения, а суждения о возрасте линз крайне противоречивы.

История исследования грунтовых вод пустынь показывает, что течение длительного времени проблема происхождения линз пресных вод решалась и решается главным образом на основе анализа существующей физико-географической обстановки территорий песчаных пустынь. Работы, в которых применяется анализ геологического строения и истории геологического развития пустынь или геологически длительных процессов массопереноса, происходящих в подземной гидросфере, практически являются исключением среди огромного количества исследований и появились сравнительно недавно.

Настоящая работа посвящена изучению природных условий и выявлению процессов, в результате которых сформировался химический состав подпесчаных линз пресных вод на территории Туркмении и Восточного Казахстана. Закономерности формирования химического состава изучаются методами химической термодинамики и математической статистики, использование которых было вызвано необходимостью исследовать геохимическое значение процессов массопереноса, происходящих в атмосфере, в зоне аэрации

и в верхней части подземной гидросферы под влиянием различных причин.

В работе использован материал по геологии и гидрогеологии подпесчаных линз пресных вод Туркмении (Ясханской, песков Черкезли, междуречий Теджен-Мургаб и Мургаб-Амударья, Красноводского полуострова) и Восточного Казахстана (Восточные Кызылкумы и Восточный Мууюнкум). Перечисленные линзы (рис. 1) могут

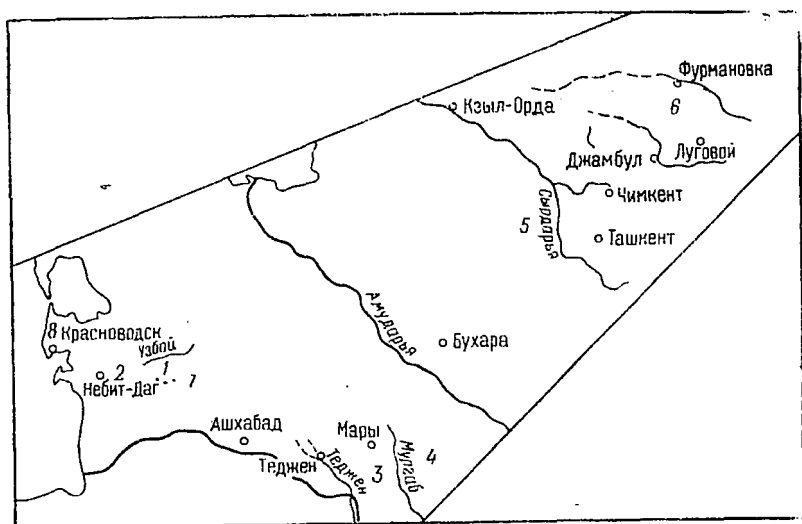


Рис. 1. Схема расположения исследованных линз пресных вод
1 — Ясханская; 2 — песков Черкезли; 3 — междуречья Теджен — Мургаб; 4 — междуречья Мургаб — Амударья; 5 — Восточных Кызылкумов; 6 — Восточного Мууюнкума; 7 — предгорные; 8 — западной части Красноводского полуострова

рассматриваться как типичные для песчаных пустынь Туркмении и Казахстана: пресные воды в этих линзах приурочены к породам, имеющим различный генезис (континентальные, морские), литологический состав (пески, песчаники, галечники, известняки) и возраст (четвертичные, плиоценовые). Разная степень изучения районов распространения линз пресных вод обусловила и различную детальность приводимых нами характеристик и количество использованных для расчетов материалов. К сожалению, недостаточность режимных наблюдений на Ясханской линзе в условиях эксплуатации не позволила получить обоснованные выводы об изменении состава пресных вод линзы в нарушенных условиях. В основу работы положен фактический материал, собранный автором за восемь лет полевых исследований в Туркмении и Казахстане.

Автор искренне благодарит В. Н. Кунина, В. В. Красинцеву, Н. А. Огильви, С. И. Смирнова, М. А. Сунцова, Н. В. Тагееву и К. Ф. Богородицкого за ценные замечания.

Глава I

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЛИНЗ ПРЕСНЫХ ВОД И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

В пределах песчаных пустынь широко распространены высокоминерализованные прунтовые воды. Пресные воды отмечаются на отдельных участках в верхней части водоносного горизонта и залегают в виде линз, плавающих на соленых грунтовых водах. Характерной особенностью пустынь является то, что и пресные и соленые воды находятся в одном водоносном горизонте и не имеют разграничивающего их водоупора.

Размеры линз различны (от небольших до гигантских) и запасы пресных вод в них достигают сотен миллионов кубометров. («Линзы пресных вод пустыни», 1963). Часто на огромных пространствах пустынь линзы пресных вод являются единственными источниками питьевого водоснабжения.

КЛАССИФИКАЦИЯ ЛИНЗ ПРЕСНЫХ ВОД И ОСОБЕННОСТИ ИХ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Условия залегания и распространения грунтовых вод в песчаных пустынях наиболее изучены в пределах Туркмении, где В. Н. Куниным (1957, 1959) выделено три типа линз пресных вод: подтакырные (или такырные), предгорные (или линзы бассейнов сухих логов) и подпесчаные.

Подтакырные линзы находятся в тех районах песчаных пустынь, где имеются поверхности, покрытые такырами или такыровидными почвами, обеспечивающими высокие значения временно-го поверхностного стока. Выпавшие на поверхность такыра атмосферные воды по мелким канавкам стекают в поглощающие котлованы, устроенные в водопроницаемых (обычно песчаных) породах зоны аэрации. В результате боковой и донной фильтрации пресной воды из котлована вокруг него возникает водонасыщенная зона пород, которая достигает зеркала соленых грунтовых вод, образуя линзы пресных вод.

Воды подтакырных линз характеризуются небольшим засолением (от 0,3 г/л) и своеобразным составом: чем меньше минерализация воды, тем больше содержание ионов HCO_3^- и Na^+ вплоть до появления содовых вод. По мере углубления в водоносный горизонт и смешения с подстилающими прунтовыми водами содержание но-

нов Cl^- резко возрастает, ионов HCO_3^- падает и состав воды становится хлоридным натриевым, аналогичным составу соленых грунтовых вод, на которых плавают подтакрынная линза. Для вертикальных гидрохимических разрезов подтакрынных линз характерны резкие переходы от пресных вод к соленым. Часто в однородной песчаной среде наблюдался переход от пресных вод с минерализацией менее 1 г/л к соленым водам с минерализацией 30 г/л при изменении глубины на 0,5—1 м. Объемы пресной воды в подтакрынных линзах изменяются от сотен до тысяч и десятков тысяч кубометров.

Предгорные линзы (или линзы бассейнов сухих логов) находятся на тех участках песчаных пустынь, где заканчиваются слабо врезаемые русла временного поверхностного стока, собирающие воды в пределах глинистых низкогорий и предгорных равнин. Водовмещающими породами линз являются пески и супеси. Минерализация воды в этих линзах колеблется в значительных пределах: наряду с ультрапресными водами (минерализация 0,3—0,5 г/л) имеются пресные (0,95—1 г/л) и слабо солоноватые воды, минерализация которых достигает 2—3 г/л. По химическому составу воды также очень разнообразны: это сульфатные кальциево-магниево-натриевые¹, хлоридно-сульфатные натриевые, реже гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные натриевые или хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатные натриевые воды. Объемы воды в предгорных линзах изменяются от сотен тысяч до сотен миллионов кубометров.

Подпесчаные линзы приурочены к внутренним районам песчаных пустынь, типичны для песчаных ландшафтов, но не ограничиваются ими. В эту группу по сути отнесены все линзы, происхождение которых не установлено и не является очевидным, как у подтакрынных и предгорных линз.

Водоносные породы в подпесчаных линзах — пески, песчаники, известняки, лёссовидные супеси и гравийно-галечные осадки четвертичного и плиоценового возраста. Минерализация пресной воды в центральных частях линз 0,2—0,5 г/л, к периферии она постепенно увеличивается и достигает 3—5 г/л. В вертикальном разрезе по мере углубления также происходит смена ультрапресных и пресных вод верхней части линзы солоноватыми и солеными водами. При этом часто переход от пресных вод с минерализацией менее 1 г/л к водам с минерализацией 2—5 г/л отмечается в интервале 5—10 м. По химическому составу пресные воды разнообразны: гидрокарбонатные, кальциевые, магниевые-натриевые и натриево-кальциевые, хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные натриевые, сульфатные натриевые и хлоридные натриевые воды.

Размеры подпесчаных линз различны: по площади — от нескольких десятков до 1000 км² и более; по вертикали — от немногих метров и даже долей метра до многих десятков метров. В большинстве

¹ Название типов дано в порядке возрастания содержания (мг-экв) ионов.

случаев пресные воды линзы через промежуточный слой переходят в соленые воды, залегающие с ними в едином водоносном горизонте. Иногда наблюдается глинистый водоупор. Мелкие линзы почти всегда оказываются под барханными песками, тогда как крупные линзы расположены и под заросшими песками.

Воды подпесчаных линз Туркмении имеют пестрый химический состав и бедны ионами HCO_3^- , за исключением вод с минимальной минерализацией. Так, при минерализации 0,3—0,5 г/л почти во всех подпесчаных линзах, независимо от литологического и минерального состава водосодержащих пород (известняки и известковистые песчаники, пески), преобладают ионы HCO_3^- (Кунин, 1959; «Линзы пресных вод пустыни», 1963). При увеличении минерализации (даже незначительном) содержание их заметно уменьшается. При минерализации более 1 г/л абсолютное содержание ионов HCO_3^- остается примерно постоянным.

Содержание ионов SO_4^{2-} увеличивается медленно и одновременно с ростом минерализации воды. Обращает на себя внимание наиболее интенсивное повышение содержания ионов SO_4^{2-} в водах линз междуречья Амударья — Мургаб и песков Октымкум, где с ростом минерализации вод оно увеличивается настолько, что иногда превышает содержание ионов Cl^- , но в основном кривые концентрации ионов SO_4^{2-} и ионов Cl^- почти параллельны. В воде многих линз содержание ионов SO_4^{2-} превышает содержание ионов HCO_3^- , начиная с минерализации 0,5—0,7 г/л, а в Ясханской — более 1 г/л.

При небольшой минерализации (0,3—0,7 г/л) содержание ионов SO_4^{2-} и HCO_3^- в водах линз превышает содержание ионов Cl^- . С повышением же минерализации содержание ионов Cl^- быстро увеличивается.

Содержание ионов Na^+ в воде линз увеличивается почти параллельно содержанию ионов Cl^- и сопровождается ростом минерализации воды. Для линзы междуречья Амударья — Мургаб характерно наиболее высокое содержание ионов Na^+ («Линзы пресных вод пустыни», 1963). С повышением минерализации во всех подпесчаных линзах медленно, но постепенно увеличивается содержание ионов Mg^{2+} и Ca^{2+} . На графиках, построенных Н. Г. Шевченко, кривые изменения концентраций этих ионов с увеличением минерализации воды лежат близко и часто пересекаются.

В водах линз междуречья Амударья — Мургаб и песков Октымкум отмечается несколько более интенсивное увеличение содержания ионов Ca^{2+} . Пресные воды линзы песков Октымкум имеют в основном смешанный состав с преобладанием ионов Cl^- ; в содержании катионов в этих водах закономерности не наблюдается. При минерализации более 1 г/л состав вод сульфатно-хлоридный натриевый. Чем меньше минерализация воды, тем более пестрым является ее химический состав.

Обращает на себя внимание близость химического состава вод линзы песков Октымкум и линзы междуречья Амударья — Мургаб.

В последней пресные воды также имеют смешанный состав, но с некоторым преобладанием ионов SO_4^{2-} . Среди вод с более высокой минерализацией преобладают сульфатно-хлоридные или хлоридно-сульфатные, среди катионов — ионы Na^+ .

В Ясханской линзе воды с минерализацией менее 0,5 г/л в основном гидрокарбонатные натриевые, но даже при небольшом увеличении минерализации содержание ионов HCO_3^- значительно уменьшается при одновременном возрастании концентрации ионов Cl^- , и воды становятся хлоридными натриевыми.

В линзе песков Черкезли наиболее пресные воды имеют смешанный химический состав. С увеличением минерализации воды становятся сульфатно-хлоридными и хлоридными. Из катионов в водах различной минерализации преобладают ионы Na^+ .

В восточной части Казахстана (в Восточных Кызылжумах и в Восточном Муонкуме) известны две крупные подпесчаные линзы пресных вод. В линзе Восточных Кызылжумов ультрапресные воды (минерализация 0,2—0,5 г/л) в основном сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые и магниевые-кальциевые, реже среди катионов преобладают ионы Na^+ . Воды с минерализацией 0,5—1 г/л хлоридно-гидрокарбонатные натриевые или сульфатно-гидрокарбонатные, с минерализацией 1—1,5 г/л — сульфатно-хлоридные натриевые.

В линзе Восточного Муонкума ультрапресные воды (0,2—0,5 г/л) гидрокарбонатные кальциевые-магниевые. Воды с минерализацией 0,5—1 г/л гидрокарбонатные натриево-магниевые, реже сульфатные кальциевые и натриево-кальциевые. Слабо солоноватые воды (1—3 г/л) обычно сульфатные натриевые. Солоноватые (3—5 г/л) и соленые (более 5 г/л) воды имеют хлоридно-сульфатный и хлоридный натриевый состав.

Анализом химического состава некоторых линз пресных вод Туркмении и Восточного Казахстана и подстилающих их солоноватых и соленых вод путем выявления карбонатно-кальциевого равновесия установлено, что в центральных частях линз пресных вод распространены ненасыщенные карбонатом кальция воды, тогда как окружающие их воды являются насыщенными по отношению к карбонату кальция (Федорова, 1968, 1971).

Из приведенного материала можно сделать следующие выводы:

1) по величине минерализации и химическому составу воды подпесчаных линз близки водам подтакрыных и предгорных линз;

2) для пресных вод (минерализация не выше 1 г/л) всех трех групп линз характерен весьма неоднородный, изменяющийся на коротких расстояниях химический состав, однако в наиболее пресных водах (минерализация 0,2—0,5 г/л) преобладают ионы HCO_3^- ;

3) воды с повышенным содержанием HCO_3^- залегают в породах различного литологического состава;

4) по катионному составу воды линз различны, среди катионов доминирующий не выделяется;

5) между изменениями минерализации и концентраций отдельных ионов для подпесчаных линз пресных вод единая зависимость отсутствует;

6) по химическому составу воды Ясханской линзы и линзы Восточных Муюнкумов наиболее отличаются как друг от друга, так и от вод других рассмотренных линз;

7) наибольшее сходство химического состава отмечается для вод линз междуречья Амударья — Мургаб и песчаного массива Октукум;

8) разнообразие химического состава подпесчаных линз пресных вод является следствием сложности его формирования.

ОСНОВНЫЕ ГИПОТЕЗЫ О ГЕНЕЗИСЕ ПОДПЕСЧАНЫХ ЛИНЗ ПРЕСНЫХ ВОД

Острая необходимость в воде и необычность нахождения пресных вод в глубине песчаной пустыни привлекали и привлекают большое число исследователей. На протяжении последних 30—40 лет многие специалисты применяли различные методы для выяснения генезиса линз пресных вод, в связи с чем было выдвинуто много различных гипотез. Работами, проведенными в отдельных районах пустынь, была показана несостоятельность некоторых ранее сделанных предположений (о происхождении линз пресных вод за счет восходящих глубинных вод или бокового подземного подтока вод со стороны Копет-Дага) и получены материалы, подтверждавшие справедливость других гипотез или позволившие обосновать возможность иных путей образования и пополнения линз пресных вод.

Основными гипотезами о генезисе подпесчаных линз пресных вод в настоящее время являются следующие:

1) линзы образуются за счет конденсации атмосферной влаги на участках распространения барханных песков; 2) линзы формируются за счет инфильтрации атмосферных осадков на участках распространения барханных песков; 3) линзы представляют собой реликтовые воды.

В отношении возраста линз существует два противоположных мнения: 1) линзы — современные образования; 2) линзы — реликтовые.

Первые две гипотезы о происхождении линз появились еще в самом начале гидрогеологических работ в пустынях (Федорович, 1934; Кунин, 1947; Ахмедсафин, 1948 и др.) и на протяжении всего периода (до настоящего времени) их придерживается подавляющее большинство исследователей. Основанием для этих гипотез явилось часто отмечаемое наличие пресных вод в районах распространения барханных песков и повышенное содержание ионов HCO_3^- в пресных водах. Эти особенности рассматривались как косвенные свидетельства питания или образования линз пресных вод за счет атмосферных осадков. Однако было совершенно неизвестно,

в результате каких процессов атмосферные осадки передвигаются в зоне аэрации и какова величина водообмена грунтовых вод с атмосферой. И лишь 10 лет назад Н. А. Огильви и В. Н. Чубаровым в результате геотермических исследований по изучению динамики влаги в зоне аэрации на Ясханской линзе впервые были получены данные, показавшие, что питание линзы осуществляется за счет конденсации атмосферной влаги в зоне аэрации на участках распространения барханных песков, но не исключено и гравитационное просачивание воды, глубина которого может достигать 30—35 м, а в отдельные годы после периодов значительного увлажнения инфильтрация атмосферных осадков может достигать и больших глубин залегания грунтовых вод. За счет атмосферных осадков (конденсация и инфильтрация) может осуществляться питание подпесчаных линз пресных вод и образование на их поверхности небольших линзочек пресных вод при залегании поверхности воды в подпесчаных линзах глубже 15 м (ниже зоны переменных температур). В результате гравитационного передвижения атмосферных вод через породы зоны аэрации в районах развития барханных песков также возможно образование слоя пресной воды в верхней части уже существующей линзы пресных вод. После обильных дождей этот слой может быть значительным. Такие явления могут обуславливать существенное разнообразие состава и минерализации вод верхней части линзы. Питание линз и формирование пестрого состава вод в их верхней части тесно связаны с мезоформами рельефа пустынь и степени их закрепленности. Варьирование их, видимо, оказывает влияние на различную интенсивность питания линз.

Величина питания линзы за счет конденсации оценивается в 17 мм/год и в первом приближении балансирует современный подземный сток («Линзы пресных вод пустыни», 1963).

Одновременно В. Н. Чубаров на основании стационарных исследований режима температуры и влажности в зоне аэрации каракумской свиты пришел к заключению, что питание Ясханской линзы пресных вод осуществляется в результате инфильтрации атмосферных осадков через зону аэрации в районах развития барханных песков; величина современного питания линзы определена в 6,8 мм/год. Автор отмечает, что... «основным типом водного режима в барханных песках является промывной и в этих условиях происходит в настоящее время (и происходило ранее) формирование линз пресных грунтовых вод в «пустынях» (Чубаров, 1963, стр. 125). Этот вывод был обоснован несколько позже. Для Ясханской линзы предполагается в прошлом также инфильтрационное питание. Тогда... «за период 10 тыс. лет (время существования Узбоя) с учетом подземного стока произошло бы накопление 30-метровой зоны пресных вод, что хорошо согласуется со средней мощностью линзы. В связи с этим происхождение Ясханской линзы следует признать инфильтрационным» (Чубаров, 1969, стр. 34). Учитывая вышеизложенное, нижним пределом времени образова-

ния Ясханской линзы за счет инфильтрации атмосферных осадков должно быть примерно верхнехвалынское.

Мы привели выдержки из работ, посвященных Ясханской линзе, потому что в них дана различная оценка роли атмосферных осадков в образовании линз пресных вод.

Гипотеза реликтового происхождения подпесчаных линз пресных вод впервые была выдвинута Н. Г. Шевченко. В результате палеогидрогеологического анализа территории западной части Низменных Каракумов она пришла к выводу, что Ясханская линза и линза песков Черкезли являются подрусловыми остаточными водами пра-Амударьи. Время образования этих линз, видимо, до-верхнехвалынское (хазарское). На основании низкой минерализации пресных вод в верхней части исследованных линз автор полагает, что пополнение линз осуществляется за счет атмосферной влаги, но оно, очевидно, не может быть значительным («Линзы пресных вод пустыни», 1963).

Несколько позже реликтовое происхождение Ясханской линзы было подтверждено путем расчетов времени засоления воды переходной зоны в нижней части линзы в результате молекулярной диффузии. Возраст воды нижней части Ясханской линзы, определенный этими расчетами, около 5 тыс. лет (Смирнов, 1965), что соответствует примерно хазарскому времени.

С. И. Смирновым рассчитано время, необходимое для диффузионного засоления слоя чистой воды до концентрации, равной половине концентрации нижележащего слоя соленой воды;

Время диффузионного засоления, сутки	0,02	0,41	1,66	6,64	41	166
Мощность слоя чистой воды, см	0,1	0,5	1,0	2,0	5,0	10,0

Из этих данных следует, что образование линз пресных вод на соленых грунтовых водах за счет конденсационной влаги и просачивающихся атмосферных осадков исключено, так как тонкие пленки пресных вод по мере их формирования будут подвергаться диффузионному засолению.

Некоторые исследователи (Животовская, Калдаров, 1965) на основании палеогидрогеологического анализа пришли к выводу о реликтовом происхождении линз пресных вод в Заунгузских Каракумах и считают их остатками подрусловых потоков неоген-четвертичного времени.

К сожалению, при исследованиях Н. А. Огильви и В. Н. Чубаровым динамики влаги в породах зоны аэрации отсутствовали наблюдения на участках барханных песков в области развития соленых вод. Тем не менее было отмечено сходство свойств пород зоны аэрации над пресными и солеными водами. К тому же исследования в районах, покрытых закрепленными песками над пресными

и солеными водами, показали, что процессы миграции влаги одинаковы. Это позволяет полагать, что пополнение горизонта грунтовых вод за счет атмосферных осадков через породы зоны аэрации в барханных песках происходит с одинаковой интенсивностью как в областях развития пресных вод, так и там, где распространены соленые воды. Следовательно, грунтовые воды в пустынях всюду должны быть пресными. Однако это противоречит фактам. Возможно, что это является результатом быстрого засоления относительно тонких слоев конденсационных и инфильтрационных вод, попавших на соленые грунтовые воды. Однако, учитывая недостаточную изученность степени засоленности пород зоны аэрации над солеными водами, нельзя быть уверенным, что инфильтрующиеся или сконденсировавшиеся воды не засоляются в процессе миграции через породы зоны аэрации.

Таким образом, формирования крупных подпесчаных линз пресных вод за счет атмосферных осадков, выпадающих непосредственно в пределах песчаной пустыни, в настоящее время, видимо, не происходит. Возможно, что в более влажные климатические периоды это и могло иметь место, но доказательство данного предположения требует тщательных палеоклиматических реконструкций территорий пустынь.

Более вероятным, видимо, является реликтовое происхождение подпесчаных линз пресных вод. Принципиальная возможность сохранения линз пресных вод в пустынях в течение геологически длительного времени убедительно доказана геотермическими исследованиями динамики влаги в породах зоны аэрации. Однако различная и часто недостаточная степень изученности геологического развития пустынь осложняет и затрудняет установление генезиса линз на основании палеогидрогеологических реконструкций. Существенную помощь здесь может оказать изучение характерных особенностей химического состава грунтовых вод различной минерализации, выявление ведущих факторов и направленности процессов формирования состава вод.

На основании вышесказанного можно сделать следующее заключение. Часто исследователи не разграничивают вопросы питания и происхождения линз пресных вод песчаных пустынь, считая их тождественными, и распространяют доказательства современного питания автоматически и на генезис линз. Нам представляется, что эти вопросы принципиально различны и исходя из существующего питания не следует заключать, что оно обуславливает и формирование (происхождение) линз пресных вод в песчаных пустынях.

ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДПЕСЧАНЫХ ЛИНЗ ПРЕСНЫХ ВОД

Химический состав грунтовых вод формируется под влиянием ряда причин, которые можно объединить в две группы: естественные и искусственные.

Среди естественных причин следует выделить физико-географические, геологические, гидрогеологические и физико-химические. К искусственным относятся изменения естественных условий, связанные с деятельностью человека (эксплуатация водных ресурсов, устройство различных гидротехнических сооружений, искусственное пополнение грунтовых вод).

ЕСТЕСТВЕННЫЕ ФАКТОРЫ

Физико-географические

Неоднородность строения поверхности Средней Азии и Казахстана обуславливает резкую контрастность природных условий, где причудливо сочетаются крайняя засушливость и обильное увлажнение; часто снеговые поля и ледники высоких гор находятся на расстоянии менее 100 км от знойных низменных пустынь, и районы образования высокого поверхностного стока граничат с низменностями, где происходит его рассеивание.

Рельеф — один из существенных факторов, обуславливающих весь комплекс физико-географических обстановок и оказывающих огромное влияние на формирование грунтовых вод.

Высокогорный рельеф способствует интенсивному механическому выветриванию пород. Наличие рек в пустынях обусловлено их соседством с мощными горными поднятиями, где аккумулируются огромные количества атмосферной влаги и рыхлых продуктов выветривания пород.

Высокая степень расчлененности рельефа способствует увеличению уклонов зеркала грунтовых вод, что улучшает условия дренированности и ведет к образованию апрессивных пресных грунтовых вод с низкой минерализацией (Бродский, 1964). Для пустынь хорошо известно существование связи между рельефом и положением зеркала пресных вод линз: к повышенным участкам песчаных массивов приурочены и выпуклые участки зеркала пресных вод в центральных частях линз. При этом характерно наличие именно на данных участках пресных вод с минимальной минерализацией. Под влиянием мезоформ рельефа песков пустынь, по А. Н. Огильви и В. Н. Чубарову, возникают горизонтальные градиенты температуры грунтовых вод, обуславливающие различную интенсивность процессов испарения и конденсации («Линзы пресных вод пустыни», 1963). Возможно, этим и объясняется чрезвычайное разнообразие химического состава наиболее пресных вод подпесчаных линз.

В течение длительного периода многие исследователи отмечают зависимость между мезоформами рельефа песков и наличием и происхождением линз пресных вод (Федорович, 1934; Кунин, 1947, 1957; Владимиров, Федин, 1954; Чубаров, 1963 и др.). Однако в последнее время для крупных линз пресных вод такая связь ставится под сомнение. В. Н. Кунин отмечает зависимость между макроформами рельефа и размещением крупных подпесчаных

линз: линзы приурочены к аккумулятивным равнинам аллювиального, озерно-морского или пролювиального генезиса («Линзы пресных вод пустыни», 1963). Гипсометрически равнины занимают наиболее низкое положение в межгорных впадинах или предгорных прогибах. Амплитуда высот между равнинами и прилежащими горными цепями достигает нескольких тысяч метров.

Гидрология оказывает большое влияние на формирование грунтовых вод пустынь потому, что наземная и подземная гидросферы тесно связаны. Основную статью в приходной части грунтовых вод Каракумов составляет русловая фильтрация из Амударьи, Теджена и Мургаба (Кушин, 1947). Речные воды принимают участие и в питании грунтовых вод песчаных пустынь Казахстана (Ахмедсафин, 1948; Легостаев, 1954). В приморских районах на состав и минерализацию грунтовых вод может влиять море.

Таким образом, существенное питание грунтовых вод песчаных пустынь осуществляется за счет речных вод. Вполне возможно, что в более ранние эпохи реки были многоводнее и могли более значительно пополнять грунтовые воды. Поскольку расположения рек, озер и морей изменяются в результате изменения ряда естественных причин, необходимо знать эти изменения.

Палеогеография позволяет выявить направление ранее существовавших речных систем, долин временных водотоков, мест расположения пресноводных озер, а также бассейнов в районах, где теперь расположены пустыни. Вследствие отмеченной выше приуроченности подпесчаных линз к аккумулятивным континентальным и морским равнинам изучение поверхностных водоемов, водотоков и продуктов их деятельности, оставшихся после миграции рек, озер и морей, приобретает первоочередное значение для решения проблемы формирования линз пресных вод.

Тесная генетическая связь между песчаными пустынями и протекавшими здесь реками установлена давно: современные песчаные пустыни — это аккумулятивный твердый сток, который был принесен речными водами из горных областей. Воды рек всегда рассматривались лишь как транспортирующая среда и дальнейшей судьбой их не интересовались. А между тем объемы этих вод, перенесших огромный объем твердого стока, тоже были колоссальными (как и вод подруслового грунтового потока, связанных с поверхностными водами). Часть поверхностных вод испарилась в атмосферу, а другая часть профильтровалась в собственные наносы, значительно увеличив ресурсы подрусловых грунтовых вод. Это обстоятельство может иметь существенное значение при выяснении генезиса пресных вод в песчаных пустынях. В настоящее время Ясханская линза и линза песков Черкезли рассматриваются как остаточные воды пра-Амударьи (Шевченко, 1963).

Линзы пресных вод в приморских районах обычно приурочены к низменным участкам побережий, кроме того, пресные грунтовые воды часто находят на островах среди моря или вскрываются на дне моря (Кондрашева, Круглякова, 1968). Вполне возможно,

что образовались эти линзы под влиянием ранее существовавших поверхностных потоков пресных вод, а нахождение их под дном современных морских акваторий или на их островах связано с перемещением береговых линий морских бассейнов.

Климатические условия (атмосферные осадки, испарение) оказывают большое влияние на состав грунтовых вод. Контрастность климата горных районов и обширных низменных равнин, по-видимому, является одной из причин наличия в песчаных пустынях грунтовых вод различного состава.

Температура — один из главных показателей, обуславливающих интенсивность питания и испарения грунтовых вод и влияющих на состав и минерализацию грунтовых вод. Систематические измерения температуры на разных глубинах в породах зоны аэрации каракумской свиты, проведенные Н. А. Огильви и В. Н. Чубаровым («Линзы пресных вод пустыни», 1963) на Ясханской линзе, показали, что именно в зоне переменной годовой температуры (мощностью 15 м) и происходят процессы испарения и конденсации атмосферной влаги.

Степень влияния атмосферных осадков на запасы и режим грунтовых вод пустынь зависит от того, каким образом поступают воды атмосферных осадков: влага осадков попадает на водопроницаемую поверхность песчаных пустынь непосредственно из атмосферы (дожди либо снег) или попадает в массивы песков в преобразованной на поверхностях местных либо региональных водосборов форме (в виде потоков поверхностных вод). В горных районах норма осадков возрастает с высотой местности, а испарение вследствие уменьшения дефицита влажности уменьшается. Поэтому распределение нормы годового стока характеризуется повышением модуля стока с увеличением высоты водосбора.

На водосборах горных областей за счет обильных атмосферных осадков и талых вод ледников формируются поверхностные воды, которые по руслам рек и оврагов поступают на территорию песчаных пустынь и вместе с подрусловыми потоками грунтовых вод идут на пополнение регионального горизонта грунтовых вод песчаной пустыни. Это вызывает уменьшение минерализации и изменение химического состава грунтовых вод близ русел рек и в предгорных зонах.

За счет поверхностных вод, формирующихся из атмосферных осадков на местных водосборах внутри песчаной пустыни или на прилегающей к ней предгорной глинистой наклонной равнине, образуются подтакрыные линзы или предгорные (линзы бассейнов сухих логов). Атмосферные осадки, выпадающие непосредственно на поверхность песчаной пустыни в районах распространения барханных песков, идут на питание соленых грунтовых вод и подпесчаных линз пресных вод.

Испарение может оказывать значительное влияние на истощение грунтовых вод пустынь и метаморфизацию их химического состава. Многие исследователи отмечают, что повышение минера-

лизации грунтовых вод песчаных пустынь происходит вследствие внутригрунтового испарения (Кунин, 1947; Каменский, 1949; Ахмедсафин, 1949 и др.). В песчаных пустынях этот процесс имеет региональный характер. Величина годового слоя испарения по приближенным расчетам водного баланса Каракумов составляет примерно 1 см/год или менее (Кунин, 1947).

При изучении испарения со свободной поверхности грунтовых вод Ясханской линзы величина испарения А. Н. Огильви и В. Н. Чубаровым была определена в 0,5—0,6 мм/год («Линзы пресных вод пустыни», 1963). Однако, как отмечают авторы, даже такое ничтожное испарение грунтовых вод в условиях сильно замедленного их движения может привести к существенному повышению минерализации вод. Так, в грунтовом потоке мощностью 50 м при отсутствии питания, коэффициенте фильтрации пород 1 м/сутки и уклоне порядка нескольких десятитысячных минерализация воды должна под влиянием испарения 0,5 мм/год повышаться на 20—30% на каждый километр пути фильтрации. При наличии питания грунтовых вод влияние постоянного испарения их будет меньше, однако даже при питании 10—17 мм/год им нельзя пренебрегать при объяснении генезиса засоленных грунтовых вод в пустынях.

В зависимости от соотношения количества атмосферных осадков и испарения было выделено два основных типа формирования и две зоны грунтовых вод (Каменский, 1949). Зона грунтовых вод выщелачивания является областью более или менее интенсивного химического выноса в процессе выветривания и выщелачивания горных пород нисходящими инфильтрационными токами, а также стока грунтовых вод в реки в условиях избыточного увлажнения. Здесь развиты маломинерализованные воды преимущественно гидрокарбонатного типа — пресные и мягкие.

В области перехода к сухой степи или полупустыне интенсивность грунтового стока ослабевает, но одновременно возрастает его химическая насыщенность и общая минерализация грунтовых вод, среди которых встречаются жесткие карбонатные, сульфатные и даже хлоридные. В областях недостаточного увлажнения на засушливых равнинах преобладает испарение, под влиянием которого развиваются процессы континентального засоления грунтовых вод.

Ветер может косвенно влиять на состав грунтовых вод путем переноса солей с поверхностей моря, солончаков и соленых озер и отложения их на поверхности песков. Такова в основном связь между современным климатом и линзами пресных вод.

Однако, как и другие физико-географические условия, климат изменяется во времени, поэтому нужно обратить внимание на климатические условия предшествовавших эпох. Вполне вероятно, что в прошлом горные области были более увлажненными и тогда мог образовываться более мощный сток поверхностных вод, значительные объемы которых могли достигать удаленных от гор областей низменных равнин, где в речных наносах, принесенных этими

реками, подземные воды могли образоваться за счет подрусловых и инфильтрации речных вод.

Выветривание пород — процесс, который может иметь большое значение в образовании пресных вод пустынь. Первоначальные горные породы, приспособляясь к физико-химическим и термодинамическим условиям земной поверхности, изменяются. В результате происходит дезинтеграция пород, растворение, разложение, окисление, гидратация, образуются новые минеральные соединения и растворенные вещества, устойчивые в поверхностной обстановке.

В горных областях выветривание идет наиболее интенсивно и сопровождается образованием огромных объемов обломочных пород, при транспортировке из гор в низменные районы происходят их дальнейшие изменения. В пределах аккумулятивных песчаных пространств интенсивность выветривания сравнительно невелика, поскольку из горных областей сюда поступают в основном устойчивые минеральные соединения и растворенные вещества. Тем не менее состав осадочных пород изменяется и здесь, о чем свидетельствуют различия в химическом составе пород зоны аэрации и водоносного горизонта.

Почвы являются верхним горизонтом коры выветривания и тесно связаны с материнской породой, на которой они развиваются. В песчаных пустынях почвы настолько своеобразны, что вначале их и не считали почвами, а затем стали выделять как особые группы рыхлопесчаных сероземов (Лобова, 1960). Широкое распространение в пределах аллювиальных равнин, приморских и озерных террас незасоленных почв (Ковда, 1946), а также низкое содержание в них гумуса (Никитин, Песков, 1936), видимо, позволяют считать, что при существующей степени изученности изменением состава грунтовых вод в песчаных массивах под влиянием почв можно пренебречь.

Растительность оказывает большое влияние на запасы и состав грунтовых вод, так как растения частично расходуют грунтовые воды путем транспирации и испарения. В области заросших песков внутригрунтовое испарение из приповерхностного слоя меньше, чем в области незакрепленных песков, так как часть влаги усваивается растениями. Более сильное испарение в области незакрепленных песков из приповерхностного слоя сопровождается понижением температуры песков на $1-1,5^{\circ}\text{C}$ по сравнению с температурой закрепленных песков. Это может привести к появлению горизонтальных градиентов температуры на поверхности грунтовых вод и к местной перегонке воды, что в свою очередь может вызвать образование небольших линз пресных вод под незаросшими песками («Линзы пресных вод пустыни», 1963).

Геологические факторы

Среди геологических причин основное значение для формирования грунтовых вод низменностей имеют тектонические движения, а именно неотектоника.

Неотектоника — самые молодые движения земной коры, происходившие не ранее неогена и отражающиеся на геологической структуре и формах рельефа. Именно в результате этих движений произошли очень значительное расчленение рельефа и существенные различия в других физико-географических, а также геологических и гидрогеологических факторах формирования грунтовых вод.

Геологическое строение осадочных толщ, их генезис и состав имеют важное значение при исследовании образования грунтовых вод пустынь. В пределах отдельных районов генезис осадочных пород будет определять и происхождение приуроченных к ним грунтовых вод того или иного состава и минерализации. На других участках такая зависимость будет отсутствовать. При изучении линз пресных вод выяснение условий отложения тех или иных пород способствует и установлению генезиса линз.

Литолого-минералогический состав пород может влиять на состав вод, т. е. на состав вод могут влиять и водонасыщенные породы и породы зоны аэрации, через которые происходит влагообмен грунтовых вод с атмосферой. Влияние состава пород зоны аэрации на состав грунтовых вод не изучено. На зависимость состава водонасыщенных песков от химического состава грунтовых вод указывают многие исследователи (Горбов, 1950, Страхов, 1956; Посохов, 1960, 1964, 1969 и др.). При этом ведущим фактором формирования содовых вод считается наличие полимиктовых песков, богатых полевыми шпатами, роговой обманкой и другими алюмосиликатами, содержащими большое количество натрия.

На состав и минерализацию грунтовых вод может влиять также гранулометрический состав пород зоны аэрации и водоносного горизонта. Различный гранулометрический состав пород зоны аэрации обуславливает и различия в величине их влажности. Глины и суглинки, как правило, всегда более влажные, чем окружающие их пески («Линзы пресных вод пустыни», 1963). Изменения гранулометрического состава водонасыщенных пород вызывают изменения в фильтрации и в скорости движения грунтовых вод.

Гидрогеологические факторы

При изучении химического состава грунтовых вод пустынь существенную помощь может оказать знание динамических и палеогидрогеологических условий.

Гидродинамический фактор обычно рассматривается как характеристика интенсивности водообмена. С. И. Смирновым (1963) показано, что величина концентрации вещества в условиях стационарного растворения в фиксированной обстановке находится в обратной зависимости от скорости фильтрации и варьирует только под влиянием ее изменения. Гидродинамический фактор (т. е. скорость движения воды и время ее взаимодействия с поро-

дой) играет основную роль в создании асимметричных распределений частот концентраций вещества в природных водах.

Е. В. Посохов (1964, 1969) указывает, что причину высокой минерализации грунтовых вод с интенсивным водообменом следует искать не в составе пород водоносного горизонта, а в условиях его питания. Сам по себе слабый водообмен при отсутствии испарения или растворимых солей в породах водоносного горизонта не может быть причиной засоления грунтовых вод. При больших скоростях фильтрации вод процессы растворения не успевают завершиться и формирующиеся при этом весьма пресные воды почти не отражают литологических особенностей водоносных пород.

Линзы пресных вод и соленые воды песчаных пустынь находятся в едином грунтовом горизонте и движутся с одинаковой скоростью. Наличие пресных и соленых грунтовых вод могло явиться следствием различий в ранее существовавших гидродинамических условиях. Приток маломинерализованных поверхностных и подрусловых вод в аридную область мог привести на отдельных участках к образованию пресных грунтовых вод. При этом соленые грунтовые воды пустынь, вероятно, были вытеснены потоками пресных вод, вторгшимися из высокогорных районов или сформировавшихся на местных возвышенностях.

Палеогидрогеологический фактор. Восстановление гидрогеологических условий песчаных пустынь и прилежащих горных районов в течение неоген-четвертичного времени может оказать существенную помощь в выяснении условий формирования грунтовых вод различного состава.

Основой для реконструкций гидрогеологических обстановок минувших эпох являются палеогеография, палеотектоника, палеоклимат территорий песчаных пустынь и смежных гумидных зон. Выявление Н. Г. Шевченко палеогидрогеологических условий на территории Приузбойских Каракумов («Линзы пресных вод пустыни», 1963) и Северных Каракумов (Животовская, Калдаров, 1965) показало важность таких исследований при установлении генезиса подпесчаных линз пресных вод пустынь.

Физико-химические факторы

Растворимость минеральных соединений — один из основных факторов формирования состава природных вод. Рассматривая общие закономерности формирования химического состава природных вод, М. Г. Валяшко (1954) отмечает, что в пресных водах с минерализацией до 1 г/л преобладание ионов CO_3^{2-} (HCO_3^-) обусловлено растворимостью кальциевых и магниевых карбонатов и бикарбонатов. Поведение ионов кальция во многом аналогично поведению ионов CO_3^{2-} (HCO_3^-). Таким образом, ионы карбонатов и ионы кальция — антагонисты: присутствие в растворе одних ограничивает накопление других. Большое распространение ионов кальция, как указывает М. Г. Валяшко, серьез-

ное препятствие для накопления карбонатов в природных водах, и карбонатный (по преобладающему аниону) характер свойствен пресным водам, которые не достигли предела растворимости карбонатов кальция и магния. Повышенная подвижность и повсеместность карбонатов обусловлены тем, что атмосфера земли содержит CO_2 , поэтому все природные воды имеют возможность легко пополнять запасы карбонатов.

При дальнейшем росте минерализации воды ионы SO_4^{2-} смещают карбонатные ионы и сохраняют главную роль до границы соленоватых и соленых вод. Роль сульфатов заметно снижается после предела растворимости гипса — наиболее растворимого сульфата. Хлор является преобладающим ионом в соленых водах. Минерализация природных вод постепенно повышается за счет появления более растворимых соединений, образованных главными ионами.

Влияние растворимости на формирование химического состава природных вод показано С. И. Смирновым (1963). На основании статистической обработки большого фактического материала, характеризующего состав вод атмосферных осадков, вод зоны грунтового стока и артезианских вод, автор пришел к выводу, что чем меньше растворимость твердой фазы в системе минеральное вещество $\rightleftharpoons$ природная вода, тем скорее при прочих равных условиях устанавливается состояние химического равновесия между жидкой и твердой фазами. Физико-химическая эволюция природных вод в условиях, которые характеризуются длительным взаимодействием вод с минеральным веществом и малой (по сравнению со скоростью процессов, идущих по диффузионной кинетике) скоростью их движения, заключается в последовательной смене частичных химических равновесий (т. е. равновесий, при которых истинное равновесие достигается по отношению к какому-нибудь отдельному компоненту раствора), причем один и тот же элемент может пройти через ряд равновесных состояний. Исходя из растворимости соединений кальция, эволюцию частичных химических равновесий кальция в жидкой фазе можно представить в следующем виде: $S_{\text{CaCO}_3} \rightarrow S_{\text{CaSO}_4} \rightarrow S_{\text{CaCl}_2}$.

Здесь S — химически равновесные произведения активностей ионов. Каждой отчетливо выраженной стадии этой последовательности должно соответствовать нормальное распределение вероятностей (частот), а промежуточным состояниям — косые распределения.

С. И. Смирновым (1963) показано, что изучение химического состава природных вод путем установления вероятностно-статистических закономерностей распределения химических элементов позволяет по распределению частот (вероятностей) составить представление о кинетике ионных равновесий и об удаленности реального состава природной воды от химически равновесного. Состояние физико-химического равновесия элементов в системе минеральное вещество $\rightleftharpoons$ природная вода определяет тип вероятностно-

статистического распределения частот концентраций. Математико-статистической моделью химических равновесий является нормальное распределение вероятностей. Аналогичной моделью диффузионно-динамических равновесий является логарифмически-нормальное распределение вероятностей. Асимметрия распределений, соответствующих диффузионно-динамическим равновесиям, порождается главным образом гидродинамическим фактором.

Диффузия. В последние годы значительная роль диффузионных процессов в формировании состава подземных вод признается рядом исследователей (Огильви, 1959; Приклонский и др., 1960; Смирнов, 1963, 1965, 1966, 1971 и др.). Состав природных вод рассматривается как материальное выражение динамического равновесия между молекулярно-диффузионным и конвективно-диффузионным потоками растворяющегося вещества. В пределе это равновесие переходит в химическое, вследствие чего в системе минеральное вещество $\rightleftharpoons$ природная вода можно выделить два вида физико-химического равновесия: диффузионно-динамическое и химическое. Это разделение имеет химическое и термодинамическое обоснование (Смирнов, 1963, 1971). В результате изучения диффузионных процессов массопереноса С. И. Смирнов (1965, 1966) оценил направление изменения состава природных вод и установил, что соленость грунтовых вод четвертичных отложений Каракумов генетически связана с юрскими галлондными солями и обусловлена диффузионным выщелачиванием и рассеянием этих солей, которое привело к засолению нижней части вод Ясханской линзы и вод грунтового каракумского потока.

Катионный обмен между природной водой и горной породой, по-видимому, не играет существенной роли в изменении катионного состава фильтрующейся воды, когда ее состав и состав поглощенных катионов породы близки. Процессы катионного обмена являются важным фактором изменения состава фильтрующейся воды при условии различного состава катионов в воде и в породе, например при фильтрации хлоридного кальциевого раствора через натриевые грунты (Лазарев, 1958).

Смешение природных вод может существенно влиять на изменение состава природных вод. Опытными лабораторными работами показано (Балашов, 1961), что при внедрении пресных гидрокарбонатных кальциевых вод в горизонты хлоридно-кальциево-натриевых соленых вод, широко распространенных в осадочных толщах, совершенно не обязательно образование «переходной» зоны сульфатных вод. При смешении сульфатных и хлоридных вод могут формироваться воды различного состава в зависимости от состава исходных вод и пропорций их смешения.

Искусственные факторы

В результате хозяйственной деятельности и вмешательства человека в природу естественные условия нарушаются, что может со-

проводятся изменением состава грунтовых вод пустынь. Сооружение в песчаных пустынях каналов и водохранилищ может значительно повлиять на изменение состава грунтовых вод. В зонах влияния таких гидротехнических сооружений возможно опреснение соленых грунтовых вод и образование новых линз пресных вод. Вблизи рек или каналов часто располагаются линзы пресных грунтовых вод, сформировавшиеся за счет фильтрации из них. Площади таких линз в низовьях Амударьи, где известно 12 линз, изменяются от 1,5 до 17 км². Линзы залегают среди средне- и сильноминерализованных вод и приурочены к песчаникам верхнего мела, перекрытым древним и современным аллювием Амударьи. Воды межпластовые, слабонапорные. Кровлей данного горизонта служат конгломераты и глины, располагающиеся на глубине 25—30 м, подошвой — слой темно-зеленых глин, залегающих на глубине 48—60 м. Выделены (Сорокина, 1967) приречные, приканальные и древние линзы (остаточные линзы в русловых песках древних русел и протоков Амударьи).

На состав подпесчаных линз пресных вод существенно может влиять и их эксплуатация. При этом степень изменения качества воды будет тесно зависеть от размеров линзы пресных вод, ее мощности, размещения водозаборных устройств в пределах линзы и режима эксплуатации.

Большое число факторов, влияющих на формирование химического состава линз пресных вод, требует комплексного подхода к изучению условий, в которых могло происходить образование пресных вод в песчаных пустынях. Изучение существующей природной обстановки песчаных пустынь следует сочетать с восстановлением, реконструкцией природных условий предшествовавших эпох. При этом необходимо рассматривать не только пустынные территории, но и прилегающие к ним горные районы, с которыми тесно связана геологическая история низменных пустынь. Изучение изменений, протекающих в системе горная порода ↔ природная вода, целесообразно для установления процессов, в результате которых образуются пресные воды того или иного химического состава.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДПЕСЧАНЫХ ЛИНЗ ПРЕСНЫХ ВОД

Чрезвычайное разнообразие химического состава пресных вод подпесчаных линз крайне осложнило его изучение. В течение длительного времени для характеристики состава вод линз пустынь исследователи использовали различные графические методы и классификации, применяемые в гидрогеологии для описания химического состава природных вод. Однако ни одна из существующих классификаций не позволила по химическому составу отделить пресные воды линз от окружающих их соленых. Поскольку химический состав вод является отражением различных процессов, происходя-

щих в подземной гидросфере, а также и в тесно с нею связанных зоне аэрации и атмосфере, то одним из способов выяснения образования вод различного химического состава может быть изучение процессов взаимодействия в системе вода $\rightleftharpoons$ порода $\rightleftharpoons$ газ. Такое изучение возможно путем: 1) последовательного выщелачивания пород растворами различного состава и 2) определения состояния карбонатно-кальцевого равновесия. В результате выявляется ведущий процесс формирования химического состава линз пресных вод. Установить интенсивность и направленность этого процесса возможно при наличии количественных оценок, для получения которых необходимы методы математической статистики.

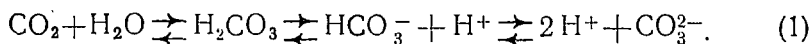
Изучение изменений химического состава растворов в процессе последовательного выщелачивания пород

Изменения химического состава растворов изучаются опытным путем по методике А. И. Силина-Бекчурина (1956). В первом этапе для последовательного выщелачивания пород в качестве исходного раствора использовалась дистиллированная вода; во втором — искусственный раствор типа дождевой воды. В описываемом случае работы по выщелачиванию проводились на образцах каракумской свиты, взятых из района Ясханской линзы.

Для каждого опыта последовательного выщелачивания брали навеску породы 100 г из образца с нарушенной структурой в воздушно-сухом состоянии. Навеску помещали в стеклянный цилиндр с двумя тубусами. Чтобы избежать защемления воздуха в порах породы, раствор, которым проводилось выщелачивание образца, подводили к цилиндру через нижний тубус. Слой раствора во время опыта поддерживали на одном уровне. Полученный фильтрат сливали через тубус в верхней части цилиндра. По окончании фильтрации раствора через первый образец из полученного раствора отбирали пробу для определения его химического состава, а оставшийся раствор фильтровали через следующий образец и так до последнего образца, взятого по вертикальному разрезу.

Термодинамические расчеты карбонатно-кальцевого равновесия в системе природная вода $\rightleftharpoons$ горная порода $\rightleftharpoons$ газ

При растворении CO_2 в воде образуется угольная кислота, которая затем диссоциирует на ионы H^+ , HCO_3^- и CO_3^{2-} . Эти процессы могут быть выражены уравнением



Ионы CO_3^{2-} с ионами Ca^{2+} образуют труднорастворимый в воде осадок CaCO_3 . Буферные свойства и наличие большого числа взаимосвязанных компонентов карбонатной системы обуславливают

большую изменчивость этой системы при изменении содержания одного из компонентов.

Из уравнения (1) следует, что для характеристики отклонения данной системы от устойчивого равновесия могут быть использованы: 1) содержание растворенной в воде CO_2 (или содержание в воде иона HCO_3^-) и 2) степень насыщения воды CaCO_3 . Эти величины взаимосвязаны. Расчеты карбонатно-кальциевого равновесия выполняются по известным физико-химическим схемам, примененным для природных вод Ф. Ф. Лантевым (1939), О. К. Алекиным (1953), Н. А. Огильви (1949, 1958), Р. Гаррелсом (1962) и др.

Исходными уравнениями являются уравнение произведения растворимости CaCO_3 и уравнение второй константы диссоциации угольной кислоты

$$a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}} = K_0; \quad (2)$$

$$\frac{a_{\text{H}^+} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}}}{a_{\text{HCO}_3^-}} = K_2, \quad (3)$$

где $a_{\text{Ca}^{2+}}$, $a_{\text{CO}_3^{2-}}$, a_{H^+} и $a_{\text{HCO}_3^-}$ — активности ионов Ca^{2+} , CO_3^{2-} , H^+ и HCO_3^- ; K_0 — произведение растворимости CaCO_3 , равное $10^{-8,28}$, при температуре 25°C и давлении 1 кгс/см² (Harned, 1945); K_2 — вторая константа диссоциации угольной кислоты, равная $10^{-10,377}$, при температуре 25°C и давлении 1 кгс/см² (Harned, Sholes, 1941).

В оба эти уравнения входят отношения активностей или термодинамических концентраций. Между активностью a и общей концентрацией элемента m (моляльностью), определенной химическим анализом, существует следующая зависимость:

$$a = \gamma m, \quad (4)$$

где γ — коэффициент активности.

Особенностью карбонатно-кальциевой системы является то, что даже насыщенные растворы кальцита являются разбавленными. В разбавленных растворах расхождение между молярностью и моляльностью настолько мало, что ими можно пренебречь. Так, для природной воды с минерализацией 5,4 г/л и содержанием иона натрия 1,4 г/л значения молярности M и моляльности m иона натрия соответственно 0,0627 и 0,0621. Поэтому при расчетах мы всюду исходили из значений молярности, тогда уравнения (2) и (3) могут быть записаны в виде

$$\gamma_{\text{Ca}^{2+}} \cdot M_{\text{Ca}^{2+}} \cdot \gamma_{\text{CO}_3^{2-}} \cdot M_{\text{CO}_3^{2-}} = K_0; \quad (5)$$

$$\frac{\gamma_{\text{CO}_3^{2-}} \cdot M_{\text{CO}_3^{2-}} \cdot a_{\text{H}^+}}{\gamma_{\text{HCO}_3^-} \cdot M_{\text{HCO}_3^-}} = K_2. \quad (6)$$

Коэффициенты активностей ионов определяются по формуле Дебая-Гюккеля

$$\lg \gamma_i = - \frac{A \cdot Z_i^2 \sqrt{\mu}}{1 + a B \sqrt{\mu}}, \quad (7)$$

где Z_i^2 — валентность иона;

μ — ионная сила, равная $\frac{1}{2} \sum M_i Z_i^2$;

M_i — молярная концентрация данного иона;

a — величина, зависящая от «эффективного диаметра» данного иона в растворе;

A, B — коэффициенты, зависящие от температуры.

Значения a, A, B приведены у Г. Г. Мапов и др. (1943).

Величины коэффициентов активностей ионов HCO_3^- , Ca^{2+} и CO_3^{2-} , вычисленные нами для природных вод, ионная сила которых изменяется от 0,001 до 0,1, приведены в табл. 1.

Таблица 1

Коэффициенты активностей ионов HCO_3^- , Ca^{2+} и CO_3^{2-} для природных вод с ионной силой μ от 0,001 до 0,1

μ	$\gamma_{\text{HCO}_3^-}$	$\gamma_{\text{Ca}^{2+}}$	$\gamma_{\text{CO}_3^{2-}}$	μ	$\gamma_{\text{HCO}_3^-}$	$\gamma_{\text{Ca}^{2+}}$	$\gamma_{\text{CO}_3^{2-}}$
0,001	0,965	0,871	0,865	0,055	0,811	0,472	0,445
0,005	0,927	0,750	0,745	0,060	0,805	0,462	0,435
0,010	0,901	0,676	0,664	0,065	0,800	0,452	0,423
0,015	0,883	0,630	0,615	0,070	0,796	0,443	0,413
0,020	0,868	0,596	0,577	0,075	0,790	0,435	0,403
0,025	0,857	0,579	0,550	0,080	0,787	0,430	0,396
0,030	0,850	0,550	0,525	0,085	0,781	0,420	0,386
0,035	0,838	0,523	0,510	0,090	0,778	0,414	0,380
0,040	0,829	0,504	0,487	0,095	0,774	0,407	0,373
0,045	0,822	0,497	0,472	0,10	0,762	0,401	0,366
0,050	0,817	0,483	0,460				

Из уравнения (6) следует, что

$$a_{\text{CO}_3^{2-}} = \frac{K_2 \cdot \gamma_{\text{HCO}_3^-} \cdot M_{\text{HCO}_3^-}}{a_{\text{H}^+}}$$

или

$$\lg a_{\text{CO}_3^{2-}} = \lg K_2 + \lg \gamma_{\text{HCO}_3^-} + \lg M_{\text{HCO}_3^-} - \lg a_{\text{H}^+}. \quad (8)$$

По данным анализа химического состава природной воды, известны концентрация иона гидрокарбоната $M_{\text{HCO}_3^-}$, концентрация

иона кальция $M_{Ca^{2+}}$ и $pH = -\lg a_H$. Подставляя в уравнение (8) pH , получаем

$$\lg a_{CO_3^{2-}} = \lg K_2 + \lg \gamma_{HCO_3^-} + \lg M_{HCO_3^-} + pH. \quad (9)$$

По уравнению (9) вычисляем значение активности связанной углекислоты $a_{CO_3^{2-}}$ в природной воде данного состава при определенных физико-химических условиях. Затем в уравнение (5) подставляем найденное значение активности углекислоты $a_{CO_3^{2-}}$, коэффициент активности иона кальция $\gamma_{Ca^{2+}}$ и концентрацию иона кальция $M_{Ca^{2+}}$. Полученное по уравнению (5) значение произведения активностей ионов кальция и карбоната ($a_{Ca^{2+}} \cdot a_{CO_3^{2-}}$) в данной природной воде сравниваем с термодинамическим произведением растворимости карбоната кальция $K_0 = 10^{-8,28}$. Учитывая точность исходных аналитических данных, за равновесные значения следует принимать $K_0 = 10^{-8,28 \pm 0,2}$.

Если вычисленное на основании аналитических данных произведение активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} окажется больше, чем $K_0 = 10^{-8,28 \pm 0,2}$, тогда вода находится в состоянии пересыщения $CaCO_3$; если же $a_{Ca^{2+}} \cdot a_{CO_3^{2-}}$ меньше $10^{-8,28 \pm 0,2}$, то вода не насыщена карбонатом кальция. При $a_{Ca^{2+}} \cdot a_{CO_3^{2-}} = 10^{-8,28 \pm 0,2}$ вода находится в состоянии, близком к равновесию (насыщению $CaCO_3$).

Математико-статистические расчеты распределений и корреляционных связей

Параметры и функции распределений. В основе метода лежит ряд распределения частот, который связывает значения случайной величины с частотой ее повторения в совокупности наблюдений. При геохимических исследованиях эмпирический ряд распределения связывает значения концентраций химического элемента с частотой их появления.

Эмпирические ряды распределения сравниваются с теоретическими законами распределения вероятностей. Достаточная близость эмпирического и теоретического распределений позволяет использовать свойства теоретического распределения для более углубленного исследования эмпирического распределения, выявить и объяснить характерные особенности эмпирического распределения и условия, в результате которых они сформировались.

При изучении дифференциальных функций распределения частот химических элементов в геологических объектах установлено, что наиболее распространены симметричная и асимметричная с положительной косостью функции (Vistelius, 1960; Смирнов, 1963; Родионов, 1964 и др.).

Нормальное распределение вероятностей является дифференциальной симметричной функцией и описывается уравнением

$$f(x) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-a)^2}{2\sigma^2}}, \quad (10)$$

где x — значение непрерывной случайной величины $-\infty < x < +\infty$;

a, σ^2 — параметры распределения;

a — среднее значение, или математическое ожидание;

σ^2 — дисперсия;

$\sqrt{\sigma^2}$ — среднее квадратичное, или стандартное, отклонение

$$a = \int_{-\infty}^{+\infty} x dF(x); \quad (11)$$

$$\sigma^2 = \int_{-\infty}^{+\infty} (x - a)^2 dF(x). \quad (12)$$

При исследовании положительно асимметричных распределений обычно применяется логарифмирование случайных величин (Vistelius, 1960, Смирнов, 1963, Родионов, 1964). Если логарифмы случайной величины распределены нормально, то распределение самой случайной величины называют логарифмически нормальным. Функция логарифмически нормального закона описывается уравнением

$$f(y) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(y-a)^2}{2\sigma^2}}, \quad (13)$$

где $y = \lg x$;

a, σ^2 — математическое ожидание и дисперсия $\lg x$.

Оценка параметров эмпирических распределений. Эмпирический ряд распределения характеризуется частотой n_i , показывающей сколько раз наблюдалось то или иное значение случайной величины. Сумма всех частот дает объем ряда n

$$n = \sum_{i=1}^n n_i, \quad (14)$$

где n — объем ряда;

n_i — частота в i -м интервале.

При n , стремящемся к бесконечности, ряд частот будет приближаться к распределению вероятности случайной величины, которое описывается соответствующими функциями распределения. Параметрами нормально распределенной случайной величины x являются a и σ^2 .

Статистической оценкой $\bar{x}$ параметра a , представляющего сред-

нее значение случайной величины, является среднее арифметическое из имеющихся значений x_i

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^n \frac{x_i}{n}. \quad (15)$$

Статистическая оценка s^2 параметра σ^2 , который характеризует степень рассеяния единичных значений случайной величины x_i вокруг среднего $\bar{x}$, вычисляется по уравнению

$$s^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2, \quad (16)$$

где $\bar{x}$ — среднее арифметическое случайной величины x ;

n — объем ряда;

x_i — значение случайной величины.

Основные ошибки среднего значения s_x и стандартного отклонения s_s равны

$$s_x = \frac{s}{\sqrt{n}}; \quad (17)$$

$$s_s = \frac{s}{\sqrt{2\pi}}. \quad (18)$$

Статистическая проверка гипотез согласия эмпирических рядов функциям распределения. Проверяемую гипотезу принято называть нулевой. Для проверки необходимо предположить, что эмпирический ряд может быть описан одной из известных функций распределения. С этой целью вычисляются теоретические (выравнивающие) частоты n_i идеального распределения с параметрами, тождественными оценкам эмпирического ряда (Митропольский, 1961). Оценка расхождения наблюдаемых и теоретических частот производится при помощи критериев соответствия. Мы используем критерий Пирсона, который вычисляется по формуле

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n \frac{(n_i - \tilde{n}_i)^2}{\tilde{n}_i}. \quad (19)$$

Нулевая гипотеза не отвергается и расхождение считается случайным, если теоретическая величина χ^2_p при выбранном уровне значимости P и соответствующем числе степеней свободы превышает эмпирическую величину χ^2 . Уровень значимости P определяет вероятность, которой можно пренебречь при исследовании. Обычно применяют $P=0,05$ уровень значимости, который достаточно велик для отбрасывания ложных гипотез и мал для отбрасывания правильных (Митропольский, 1961).

Число степеней свободы равно

$$f = k - m, \quad (20)$$

где k — число классов распределения;

m — число наложенных связей.

Для нормального (или логарифмически нормального) распределения $m=3$.

Применение критерия χ^2 обоснованно только в случае, если ни одна из разрядных частот m не будет очень мала (Митропольский, 1961). Поэтому критерий χ^2 не применяется при оценке соответствия малых выборок. Для них используется графический метод соответствия, предложенный Н. В. Смирновым, И. В. Дуниным-Барковским (1955).

Сравнение распределений. Если функции распределения случайных величин имеют один и тот же вид, то проверка гипотезы о тождестве распределений представляет собой проверку гипотез о равенстве соответствующих им параметров распределения. Так как нормальная (и логнормальная) функция распределения зависит от двух параметров (a и σ^2), то проверка гипотезы о равенстве распределений представляет собой проверку правдоподобия двух гипотез: 1) об однородности ряда статистических оценок дисперсий и 2) о равенстве центров распределения содержаний (Родионов, 1963). Если имеется m сравниваемых групп значений концентраций, то для проверки нулевых гипотез необходимо выяснить, что:

$$\delta_1^2 = \delta_2^2 = \delta_3^2 \dots = \delta_m^2 \text{ (гипотеза 1)}, \quad (21)$$

$$a_1 = a_2 = a_3 \dots a_m \text{ (гипотеза 2)}. \quad (22)$$

Проверку однородности дисперсии в m логарифмически нормально распределенных выборках можно выполнять, пользуясь критерием Бартлета χ^2

$$\chi^2 = \frac{2,3056}{C} [(N-1) \lg s_{\text{ген}}^2 - \sum_{i=1}^m (n_i-1) \lg s_i^2], \quad (23)$$

где

$$C = 1 + \frac{1}{3(m-1)} \left[\sum_{i=1}^m \frac{1}{n_i-1} - \frac{1}{N-1} \right]; \quad (24)$$

$$N = \sum_{i=1}^m n_i; \quad (25)$$

$$s_{\text{ген}}^2 = \frac{1}{N-m} \sum_{i=1}^m (n_i-1) s_i^2, \quad (26)$$

здесь m — количество выборок (или районов);

n_i — число анализов в i -ой выборке;

N — общее число анализов.

Величина χ^2 распределена по закону Пирсона χ^2 с $m - 1$ степенями свободы. Если вычисленное значение χ^2 превысит допустимое $\chi^2_{0,05}$ при заданном уровне значимости 0,05 и степенях свободы $f = m - 1$, то нулевая гипотеза H_0 об однородности ряда статистических оценок дисперсий логарифмов отвергается.

Если нулевая гипотеза 1 не отвергается, то переходим к проверке нулевой гипотезы 2 о равенстве центров распределения логарифмов содержаний. Проверка этой гипотезы проводится при помощи критерия, аналогичного критерию Стюдента, заключающегося в нахождении m величин t_i

$$t_i = \frac{y_i \sqrt{n_i(N-2)}}{\sqrt{N - n_i - n_i y_i^2}}, \quad (27)$$

где

$$y_i = \frac{\lg x_i - \lg x_{\text{ген}}}{s_{\text{ген}}}, \quad (28)$$

$$\lg x_{\text{ген}} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^m n_i \lg x_i. \quad (29)$$

Величины t_i распределены по закону Стюдента с $N - 2$ степенями свободы. Нулевая гипотеза о равенстве центров распределения логарифмов содержаний отвергается, если хотя бы одно значение t_i превысит допустимое $t_{0,05}$ при заданном уровне значимости $P = 0,05$ и $N - 2$ степенями свободы.

Корреляционный анализ. В основе корреляционного анализа лежат следующие положения математической статистики

Если распределения двух величин описываются функцией одного типа, то между этими величинами может существовать вероятностная связь.

Для выяснения зависимости между двумя случайными величинами, распределение которых отвечает однотипным законам (Смирнов, Дунин-Барковский, 1959), применяется выборочный, или эмпирический, коэффициент корреляции r . При нормальном законе распределения случайных величин x и y :

$$r = \frac{\Sigma (x_i - \bar{x}) \Sigma (y_i - \bar{y})}{\sqrt{\Sigma (x_i - \bar{x})^2 \Sigma (y_i - \bar{y})^2}} = \frac{\Sigma (x_i - \bar{x}) \Sigma (y_i - \bar{y})}{(n-1) s_x s_y}, \quad (30)$$

где x_i и y_i — значения случайных величин x и y ;

$\bar{x}$, $\bar{y}$ — средние значения случайных величин;

n — число наблюдений;

s_x и s_y — средние квадратичные отклонения случайных величин x и y .

Абсолютные значения r не превышают единицы

$$-1 \leq r \leq 1. \quad (31)$$

Связь между двумя случайными величинами тем теснее, чем значение r ближе к единице. Отрицательный знак при r свидетельствует об обратной связи между величинами.

Для оценки достоверности выборочных коэффициентов связи применяется критерий t

$$t = \frac{|r|}{\sqrt{1-r^2}} \cdot \sqrt{n-2}. \quad (32)$$

Если вычисленное значение t превышает t_p при принятом уровне значимости P и числе степеней свободы $n-2$, то зависимость между величинами x и y считается установленной.

Коэффициент корреляции r полностью характеризует степень зависимости случайных величин только в случае их нормального распределения (Смирнов, Дунин-Барковский, 1959).

Если распределение случайных величин x и y неоднотипно или неизвестно, то в качестве меры связи между ними служат так называемые коэффициенты ранговой корреляции.

В 1904 г. Спирменом был введен коэффициент ранговой корреляции

$$R = 1 - \frac{6 \sum_{h=1}^n dh^2}{n(n^2-1)}, \quad (33)$$

где dh — разности между рангами единиц, извлеченных совместно из двух общих совокупностей;

n — количество анализов.

Для проверки статической значимости полученных значений R используется критерий зависимости R_p

$$R_p = \frac{\psi(1-P)}{\sqrt{n-1}}, \quad (34)$$

где $\psi(1-P) = \psi(x)$ берется из таблиц (Ван-дер-Варден, 1960);

P — принятый уровень значимости;

n — число анализов.

Связь между изучаемыми величинами следует считать реальной при $R > R_p$. Подобно коэффициенту корреляции r показатель корреляции рангов R изменяется от -1 до 1 . Чем теснее связь между величинами, тем ближе к единице по абсолютной величине будет показатель корреляции рангов; знак показателя указывает, является связь прямой (+) или обратной (-).

Регрессионный анализ. Наиболее важные особенности вероятностной связи находят выражение в изменениях, которые испытывает центр условного распределения одной величины при изме-

нении другой. В случае двух величин мы будем иметь две линии регрессии: регрессию y по x и регрессию x по y .

Уравнение эмпирической регрессии y по x по выборке будет

$$\bar{y}/x = \tilde{y} = \bar{y} + r \frac{s_y}{s_x} (X - \bar{x}), \quad (35)$$

где $\bar{y}/x = \tilde{y}$ — условное математическое ожидание величины y при фиксированном значении $x = X$;
 r — выборочный коэффициент корреляции;
 s_y и s_x — средние квадратические отклонения y и x ;
 $r = \frac{s_y}{s_x} = \delta y/\bar{x}$ — коэффициент регрессии y по x ;
 $\bar{x}$ — среднее значение величины x .

Условное среднее квадратическое отклонение $s_{y/x}$ равно

$$s_{y/x} = s_y \sqrt{1 - r^2}. \quad (36)$$

Соответственно для нормального условного распределения x по y уравнение эмпирической регрессии будет иметь вид

$$\bar{x}/y = \tilde{x} = \bar{x} + r \frac{s_x}{s_y} (y - \bar{y}), \quad (37)$$

где $r \frac{s_x}{s_y} = \delta x/y$ — коэффициент регрессии x по y .

$$s_{x/y} = s_x \sqrt{1 - r^2}. \quad (38)$$

Как следует из уравнений (35) и (37), линии эмпирической нормальной регрессии являются прямыми.

Чтобы установить существование зависимости между двумя случайными величинами, следует убедиться, что коэффициент регрессии значительно отличается от нуля. С этой целью необходимо вычислить среднее квадратичное отклонение для коэффициентов регрессии $\delta_{y/x}$ и $\delta_{x/y}$.

Для нормально распределенных величин среднее квадратичное отклонение оценки коэффициентов регрессии вычисляется по формулам

$$s \delta_{y/x} = \frac{s_y}{s_x} \sqrt{\frac{1 - r^2}{n - 3}}; \quad (39)$$

$$s \delta_{x/y} = \frac{s_x}{s_y} \sqrt{\frac{1 - r^2}{n - 3}}. \quad (40)$$

Если оценка коэффициента регрессии больше утроенного стандартного отклонения этой оценки, коэффициент регрессии существенно отличается от нуля и зависимость между двумя случайными величинами считается установленной.

Глава II

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ И ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Район исследований лежит в пределах Туранской и Прикаспийской низменностей. Большая часть территории Туранской низменности занята песчаными пустынями Муюнкум, Кызылкумы и Каракумы, поверхность которых на востоке (в песчаном массиве Муюнкум) имеет абсолютную высоту 650—670 м, в западном направлении отмечается постепенное снижение местности и в Западных (Приузбойских) Каракумах высота ее составляет 100—70 м. Еще западнее, в Прикаспийской низменности (на Красноводском полуострове), значительные участки вдоль побережья Каспийского моря находятся ниже уровня океана. Среди этой низменной страны имеются отдельные горные поднятия и возвышенности, высота которых не превышает 2000 м.

С юга и юго-востока Туранская низменность граничит с горными цепями Копетдага, Гиндукуша и огромными горными сооружениями Памира и Тянь-Шаня, высота которых часто превышает 7000 м, а вершины многих хребтов покрыты ледниками. Памир представляет собой высокогорную область, где горные цепи сочетаются с межгорными долинами и ущельями. Для рельефа Тянь-Шаня характерно наличие широких котловин, расположенных между горными хребтами.

Туранская и Прикаспийская низменности лежат в зоне пустынь умеренного пояса. Климат их резко континентальный. Среднегодовая температура воздуха в западной части этой территории (Красноводский полуостров, Каракумы) составляет $+14,4^{\circ}\text{C}$ (Мягков, Оксенич, 1958), а в пределах территории Кызылкумов и Муюнкума изменяется от $+10,1$ до $+12,4^{\circ}\text{C}$ (Очерки по физической географии, 1952). Среднегодовое количество осадков колеблется от 90—130 мм, в Каракумах до 140—240 мм в Кызылкумах и Муюнкуме. Осадки выпадают в течение зимне-весеннего периода. Испаряемость в Каракумах достигает 1400 мм/год, а на побережье Аральского моря не превышает 900 мм/год (Серякова, 1958). В горных областях климат зависит главным образом от высоты: на высоте 3500 м над уровнем океана средняя годовая температура воздуха отрицательная, а выше 5000—5200 м даже летом, в самом теплом месяце, преобладают морозы. На Памире и Тянь-Шане находятся крупнейшие ледники умеренных широт земного шара. Количество осадков в горах изме-

няется от 60 мм/год в высокогорьях до 1500—1600 мм/год в области пояса средних высот (1500—3000 м абс. выс.). Горные поднятия Копетдага и Гиндукуша, протягивающиеся вдоль южной границы западной части Туранской низменности, занятой пустыней Каракумы, имеют относительно небольшую (менее 5000 м) высоту, и ледники на них отсутствуют, а неблагоприятное расположение этих гор по отношению к направлению движения влажных воздушных масс обуславливает малую увлажняемость их атмосферными осадками.

Все реки, протекающие в Туранской низменности, являются транзитными и берут начало в горах. По физико-географическим и геологическим условиям бассейны рек и временных поверхностных водотоков могут быть подразделены на верхнюю и нижнюю части.

Верхняя часть находится в горах и представляет водосборную область бассейна, в пределах которого полностью осуществляется питание реки или временного потока. Это — область образования и выноса огромных объемов воды и продуктов выветривания горных пород. Сброс воды происходит в основном в виде поверхностного стока и в меньшей степени подземным стоком. Твердые продукты выветривания переносятся поверхностными водами, а миграция растворенных веществ осуществляется и поверхностным, и подземным стоком.

Нижняя часть бассейна расположена на территории низменной равнины, где аккумулируется материал, поступающий с гор со всеми видами стока. При этом часть жидкого поверхностного стока рассеивается и идет на орошение и испарение, а часть совместно со стоком растворенных веществ переводится в подземный сток, увеличивая запасы грунтовых вод в рыхлых осадочных отложениях.

Объемы поверхностных вод и продуктов выветривания, выносимых из горных областей в низменности, зависят главным образом от высоты, рельефа и расположения гор относительно направления движения воздушных потоков, несущих влагу. В высокогорьях образуются колоссальные объемы поверхностных вод и продуктов выветривания пород; здесь же за счет талых вод ледников происходит формирование наиболее многоводных рек. Уменьшение высоты горных массивов сопровождается уменьшением водности рек и меньшим выносом продуктов выветривания пород. В областях относительно низких горных хребтов, характеризующихся малой увлажненностью, берут начало реки с малыми расходами воды или русла с периодическим стоком поверхностных вод.

На высокогорьях Памира и Тянь-Шаня начинаются самые крупные реки Средней Азии и Казахстана: Амударья и Сырдарья, пересекающие огромные низменные пустыни Каракумов и Кызылкумов, на территории которых они ежегодно выносят 120 млн. т взвешенных наносов (Лопатин, 1952). Наиболее многоводной рекой является Амударья, в нижней части бассейна (г. Керки) средний годовой расход составляет 2010 м³/сек. По стоку взвешенных наносов Амударья занимает одно из первых мест на земном шаре. Их подовой сток у

г. Керки в 1938 г. составлял 210 млн. т, а в 1952—1960 гг. — 270 млн. т. У г. Керки в среднем за год Амударья проносит около 22 млн. т растворенных веществ, что составляет около 10% стока взвешенных наносов (Шульц, 1965).

По данным Б. Т. Кирста (1970), средние расходы взвешенных наносов Амударьи в нижней части бассейна изменяются в зависимости от объема жидкого стока: в межень они составляют 0,9—2,7% от величины жидкого стока, а в паводок достигают 20—26,3%. Минерализация воды в реке на всем ее протяжении находится в обратной зависимости от величины расхода воды и в 1952—1953 гг. изменялась от 0,25 до 0,76 г/л (Лазарев, 1957). В августе 1960 г. минерализация воды у г. Керки была 0,44 г/л, состав сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый.

Сырдарья по протяженности — наиболее крупная река Средней Азии и Казахстана, но по водности и величине взвешенных наносов она уступает Амударье. Среднегодовой расход воды в нижней части бассейна (ст. Запорожская) составляет 568 м³/сек (Шульц, 1965). В Аральское море Сырдарья вносит около 7 млн. т растворенных солей (Соловьева, 1959). В сентябре 1961 г. у г. Сырдарьинский минерализация воды была 0,96 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый.

Реки Чу и Талас берут начало в горах Тянь-Шаня на высоте примерно 4500 м. Питание их осуществляется за счет талых вод ледников и снеговых полей, грунтовых вод горных областей и дождевых вод. Нижние части бассейнов этих рек приурочены к западной и восточной окраинам песчаного массива Муюнкум. Вдоль южной границы Муюнкума протекает р. Курагаты, являющаяся левым притоком р. Чу в нижней части ее бассейна. Река Курагаты образуется от слияния нескольких речек, берущих начало в низкогорьях (2000—3000 м) северного склона Киргизского хребта Тянь-Шаня. Среднегодовой расход р. Чу в нижней части бассейна равен 52,9 м³/сек (Шульц, 1965). Минерализация воды р. Курагаты 29 июня 1961 г. была 1,9 г/л, по составу вода являлась гидрокарбонатно-сульфатной магниево-натриевой. Такая высокая минерализация и состав воды реки, видимо, обусловлены тем, что водосборная часть ее бассейна находится в области распространения засоленных и соленосных пород мезозоя и кайнозоя, которые слагают низкогорья Тянь-Шаня. Воды р. Талас 1 июля 1961 г. имели минерализацию 0,27 г/л и гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав. В нижнем течении русла рек Чу и Талас разветвляются на несколько рукавов. Вода р. Талас теряется в песках, а р. Чу — в горько-соленых озерах и солончаках. Необходимо отметить, что характерной особенностью песчаного массива Восточный Муюнкум является обилие озер с пресной водой, минерализация которой 30 июня 1961 г. составила 0,28 г/л. Состав воды гидрокарбонатный магниево-натриевый.

Территория Туркмении наиболее бедна поверхностными водами. Только в ее крайней восточной части протекает многоводная Аму-

дарья. На остальной территории имеется довольно большое количество бессточных рек и русел с периодическим стоком поверхностных вод. Водосборные бассейны этих рек и русел находятся на малоувлажненных горах Копетдага и Гиндукуша, невысоких хребтах Малого и Большого Балханов и слабо возвышающемся Красноводском плато. В короткие периоды выпадения дождей по этим руслам сбрасывается огромное количество воды. Средний модуль стока рек Теджен и Мургаб при вступлении их на территорию Туркмении составляет 1 и 2 л/сек·км² соответственно. Средний расход взвешенных наносов р. Мургаб у г. Тахта-Базар (у выхода реки из гор) в 1949 г. был 62 кг/сек, сток наносов 2 млн. т/год. Средний расход взвешенных наносов у моста Пулихатум (в месте выхода реки на территорию Туркмении) до 1942 г. составлял 139 кг/сек, сток 4,4 млн. т/год, а в многоводные 1954—1959 гг. расход достигал 720 кг/сек, сток — 22,7 млн. т/год (Кирста, 1970). Минерализация воды р. Теджен 7 сентября 1960 г. была 0,12 г/л, состав воды сульфатно-хлоридный кальциево-натриевый. Минерализация воды р. Мургаб 0,45 г/л, состав хлоридный натриевый.

Причиной образования контрастных природных ландшафтов горных областей и низменных равнин Средней Азии и Казахстана явились тектонические движения неоген-четвертичного времени, в течение которых произошли значительное поднятие горных хребтов и интенсивное прогибание низменных областей. Наличие прогибов способствовало длительному накоплению осадков рек в пределах этих областей, приведшему к образованию аллювиальных песчаных равнин во внутренних частях Туркмении и Казахстана. В приморском районе Западной Туркмении в течение неоген-четвертичного времени осадкообразование происходило то в морских, то в континентальных условиях. В плиоценовых и четвертичных отложениях почти повсеместно залегают соленые грунтовые воды. Пресные грунтовые воды в песчаных пустынях распространены на отдельных участках, приурочены к породам континентального или морского генезиса и в виде линз плавают на соленых.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ РАЙОНОВ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЛИНЗ ПРЕСНЫХ ВОД В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Ясханская линза пресных вод находится в западной части песчаной равнины Низменных Каракумов, называемой Приузбойскими Каракумами. Долина Узбая ограничивает территорию линзы с запада и севера, южнее линзы протягивается предгорная равнина Копет-Дага.

Узбой представляет собой древнюю речную долину, протягивающуюся в юго-западном направлении от Сарыкамышской впадины до солончака Келькор. Постоянный сток воды в долине отсутствует, лишь на отдельных участках в дне ее имеются озера с пресной или соленой водой и солончаками. Посредством Узбая осуществля-

ется частичное дренирование пресных вод линзы и соленых грунтовых вод каракумского потока.

В районе широко распространены грядово-ячеистые пески. Высота гряд 10—15 м; они простираются с запад-юго-запада на восток-северо-восток. Днища и нижние части склонов гряд закреплены травой и кустарниками. В центральной части этой территории протягивается Приузбойский песчаный вал шириной до 20 км, возвышающийся на 15—30 м над общей поверхностью песков. Генетически он представляет собой песчаный вал наваевания (Федорович, 1960). В юго-западной части района на площади более 400 км² распространены лишенные растительности барханные пески.

На левобережье Узбоя на плотных глинах среднего апшерона залегает песчано-глинистая каракумская аллювиальная свита четвертичного возраста. В этой свите на глубине 30—50 м от поверхности земли располагается прослой с морской и смешанной фауной, что дает основание расчленить каракумскую свиту на две части: нижнюю, которую сопоставляют с бакинским ярусом, и верхнюю, относимую к низам хазарского яруса (Федоров, 1959). Мощность свиты изменяется от 10—15 м на севере района до 60—110 м в центре (Шевченко, «Линзы пресных вод пустыни», 1963).

По данным гранулометрического анализа пород (образцы Узбойской партии ТГУ), вскрытых в западной части района, в составе каракумской свиты, по классификации Л. Б. Рухина (1957), преобладают мелкие пески, переслаивающиеся с песчано-алевритовой глиной и глинисто-песчаным алевролитом. Пески карбонатные полевошпатово-кварцевые, легкая фракция составляет 83,2—96,1 %. Содержание кварца колеблется от 70 до 89, полевых шпатов от 4,2 до 20,4, карбонатов от 2,6 до 14,7 %. В тяжелой фракции преобладают карбонаты (12,4—49,0), роговая обманка (5,2—23,4), гранат (2,0—9,8), циркон (3,4—14,5 %). Минеральный состав глин свиты был исследован термическим способом на шести образцах, отобранных с глубины 29—79 м. Полученные термограммы (рис. 2) сравнимы с кривыми глин гидрослюдистого состава. Значительная интенсивность первого эндотермического эффекта может быть обусловлена примесью гидрофильного минерала (монтмориллонита или бейделлита).

В хвалынское время западная и юго-западная части Приузбойских Каракумов были затоплены морем. Осадки морской раннехвалынской террасы залегают на 75 м выше современного уровня Каспийского моря. В основном они представляют собой переотложенные морем осадки каракумской свиты (Федорович, 1960).

Характеристика химического состава пород каракумской свиты в пределах западной части района для интервала глубин от 1,2 до 79 м от поверхности земли приводится по данным валового анализа 36 образцов штуфовых проб¹. При этом породы зоны аэрации

¹ Глубина отбора проб показана на рисунках.

охарактеризованы на всю мощность (36,3—39,5 м), а породы водоносного горизонта на глубину 40 м от зеркала грунтовых вод. Данные валового анализа пород зоны аэрации и водоносного горизонта приведены в табл. 2.

Из данных табл. 2 видно, что химический состав пород тесно связан с их литологическим составом; так, в мелких песках содержание кремнекислоты 70—78%, а в глинах 47—50%. Количество окислов кальция, магния, полуторных окислов железа, а также влажность в воздушно-сухом состоянии и потери при прокаливании в песках ниже, чем в глинах. Изменения химического состава

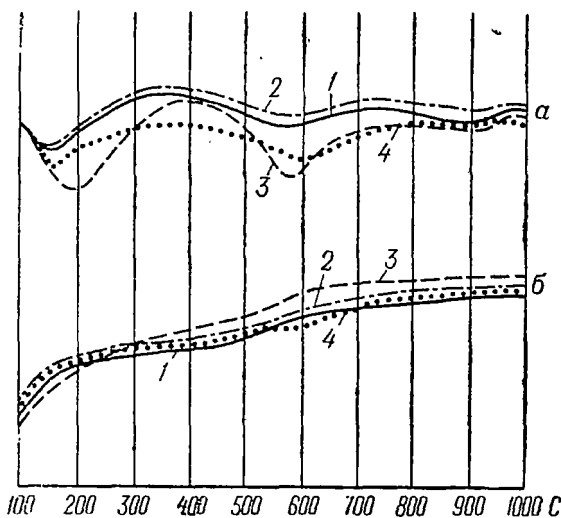


Рис. 2. Термограммы
а — дифференциальные кривые нагревания глин; б — кривые изменения веса: 1 — обр. 37, скв. 2-г; 2 — обр. 53, скв. 2-г; 3 — обр. 32, скв. 7-г; 4 — обр. 23, скв. 17-г.

по глубине для одной и той же литологической разности не отмечаются.

Содержание солей в породах каракумской свиты, по данным анализов солянокислых вытяжек 28 образцов, непостоянно. В целом отмечается прямая зависимость между содержанием глинистых фракций и количеством солей в породе. Помимо этого имеются отличия в содержании солей в породах зоны аэрации и водоносного горизонта. Состав солянокислых вытяжек одних и тех же литологических разностей пород зоны аэрации и водоносного горизонта приведен в табл. 3.

Из табл. 3 видно, что в песках зоны аэрации и в песках водоносного горизонта содержание R_2O_3 , Fe_2O_3 и SO_3 примерно одинаково. В алевроитах зоны аэрации содержание этих окислов ниже, чем в алевроитах водоносного горизонта. Еще большие различия от-

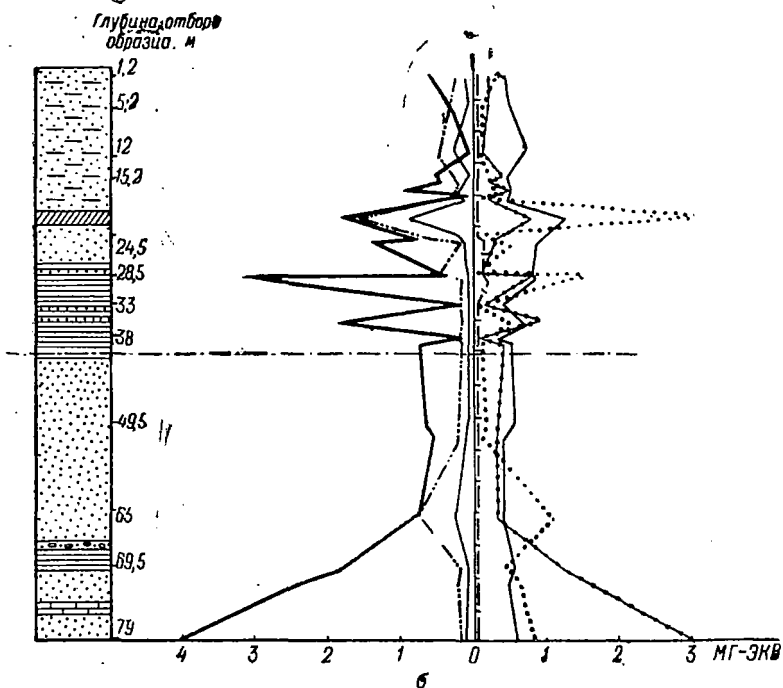
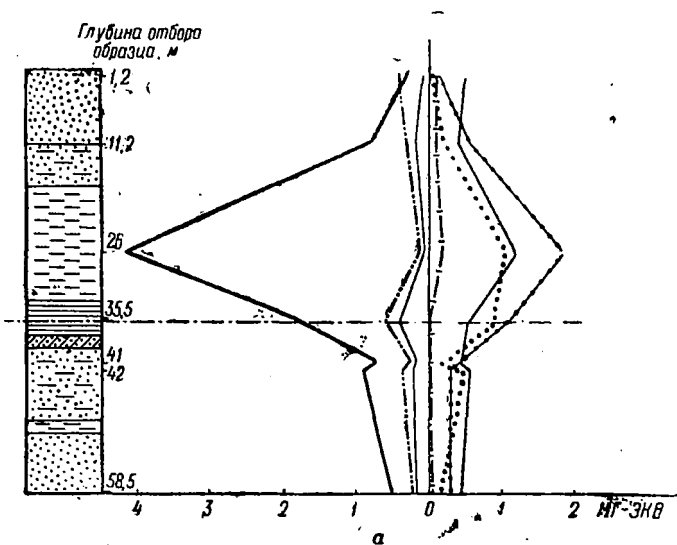
Результаты валового анализа пород каракумской свиты, %

Состав	Влажность	Потери при прокаливании	SiO ₂	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₂
Песок мелкий	0,24—0,89	3,39—5,65	70,1—78,3	10,9—13,48	1,47—2,45	8,85—11,4	4,2—6,4	0,87—1,67	0,06—0,69
Алеврит	0,9—2,32	6,3—11,4	52,1—69,8	12,9—19,9	2,09—4,8	10,77—15,10	6,54—10,81	1,4—2,8	0,27—0,58
Глина песчано-алевритовая	1,92—2,69	11,3—12,95	46,94—50,37	20,2—23,05	2,5—5,75	14,90—17,26	10,6—11,43	3,09—4,47	0,11—0,51

Таблица 3

Состав солянокислых вытяжек из пород каракумской свиты (мг-экв на 100 г породы)

С о с т а в	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₂	Карбонатность
Зона аэрации							
Песок мелкий	0,21—0,71	0,06—0,12	0,15—0,59	4,2—10,98	0,19—0,64	0,02—0,09	7,3—18,0
Алеврит	0,73	0,23	0,50	8,56	0,08	0,04	15,5
Глина песчано-алевритовая	0,79—1,58	0,23—0,61	0,56—0,97	10,89—11,51	0,91—1,33	0,08—0,12	19,7—21,0
Водоносный горизонт							
Песок мелкий	0,22—0,6	0,06—0,22	0,13—0,38	3,61—5,46	0,13—0,45	0,03—0,11	6,1—12,5
Алеврит	1,28	0,54	0,74	5,76	0,77	0,08	9,3



мечаются в содержании CaO и величине карбонатности: содержание которых и в песках и в алевритах зоны аэрации значительно (в 1,5—2 раза) больше, чем в этих же породах водоносного горизонта; содержание Al_2O_3 и MgO в песках зоны аэрации несколько выше, чем в песках водоносного горизонта, а в алевритах — наоборот.

Содержание ионов в водных вытяжках из пород каракумской свиты приведено в табл. 4. Распределение водорастворимых солей по разрезу в породах зоны аэрации и в породах водоносного горизонта каракумской свиты западной части района показано на

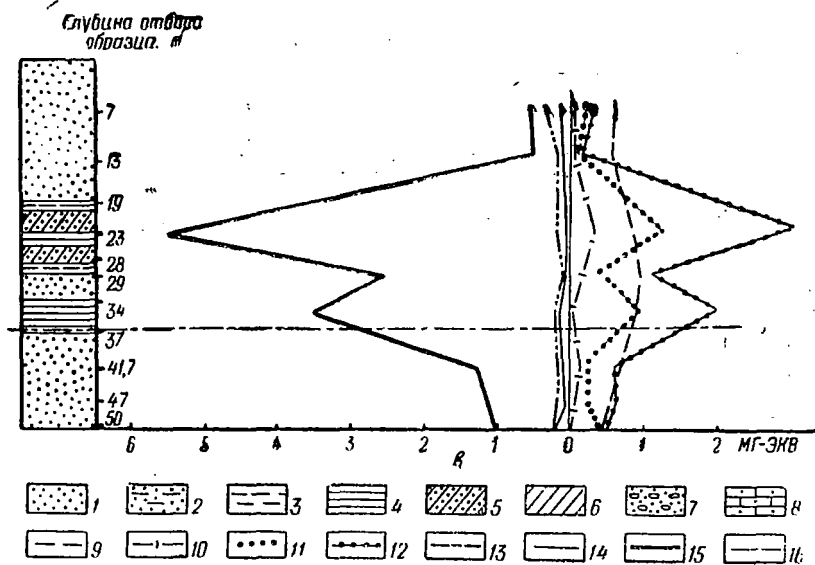


Рис. 3 Состав водных вытяжек из пород в районе Ясханской линзы

а — скв. 2-г; б — скв. 7-г; в — скв. 17-г

1 — песок, 2 — песок алеврито-глинистый, 3 — алеврит, 4 — глина, 5 — супесь, 6 — суглинок, 7 — гравийно-галечные отложения с песком, 8 — песчаник; концентрация ионов: 9 — гидрокарбоната, 10 — карбоната, 11 — сульфата, 12 — хлора, 13 — кальция, 14 — магния, 15 — натрия, 16 — уровень грунтовых вод

рис. 3, из которого видно, что содержание солей в породах непостоянно. В песках верхней части зоны аэрации примерно до глубины 10—12 м содержание водорастворимых солей не превышает 1—1,5 мг-экв; преобладает анион HCO_3^- , а среди катионов Na^+ или Ca^{2+} . На глубине 21—26, 28,5 и 34 м в алевритах и глинах зоны аэрации концентрация ионов Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , HCO_3^- значительно увеличивается и общая сумма ионов достигает 11 мг-экв. В водных вытяжках из песков водоносного горизонта в интервале глубин 36,3—65 м содержание ионов Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ несколько ниже, чем в водных вытяжках из песков зоны аэрации. В водных вытяжках из песков водоносного горизонта на глубине 65—79 м

Состав водных вытяжек из пород каракумской свиты (мг-экв на 100 г породы)¹

Состав	pH	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	Сумма ионов	Сумма $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} + \frac{1}{2}\text{Ca}^{2+}$
<i>Зона азрации</i>										
Песок мелкий	7,25—8,35	0,45—1,28	0—0,20	0,04—0,48	0,02—0,47	0,15—0,91	0,07—0,76	0,04—1,45	0,86—3,44	0,54—2,16
Глина песчано-алеуритовая, алеурит	7,55—8,3	0,77—1,22	0—0,30	0,03—3,08	0,94—3,06	0,11—1,64	0,06—0,90	1,75—5,55	11,0	
<i>Водоносный горизонт</i>										
Песок мелкий	7,2—8,2	0,43—0,65	0—0,10	0,26—0,63	0,09—0,48	0,19—0,30	0,06—0,21	0,52—1,31	0,64—3,12	0,94—0,94

¹ В этой (и в следующих аналогичных) таблице приведено минимальное и максимальное содержание каждого иона в вытяжках из пород того или иного литологического состава и дана сумма ионов (также минимальная и максимальная). Поскольку высокое содержание в водных вытяжках ионов HCO_3^- , CO_3^{2-} и Ca^{2+} указывает на наличие незасоленных грунтов, то в таблицах приведена и сумма этих ионов.

отмечается повышенное содержание ионов Na^+ и Cl^- , достигающее 7 мг-экв. По-видимому, это связано с наличием здесь соленых грунтовых вод хлоридного натриевого состава.

Определения емкости поглощения оснований и состава поглощенных оснований пород каракумской свиты показали, что, как и следовало ожидать, наибольшую емкость поглощения имеют глины (табл. 5). При этом максимальной емкостью (до 13,75 мг-экв)

Таблица 5

Результаты определения емкости поглощения оснований и состава поглощенных оснований (мг-экв на 100 г породы)

Состав	Емкость поглощения оснований	Поглощенные основания			
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
Зона аэрации					
Песок . . .	2,54—4,95	0,4—3,62	0,0—0,8	0,02	0,02—0,1
Глина . . .	6,21—13,75	2,63—9,68	2,23—4,85	0,19—0,86	0,13—0,48
Водоносный горизонт до глубины 65 м					
Песок . . .	2,42—2,96	0,8—1,2	0,0—0,8	0,14—0,18	0,03—0,05
Глина . . .	7,11	2,42	3,44	0,34	0,32
Водоносный горизонт на глубине 65—80 м					
Песок . . .	2,85—5,46	0,6—2,2	0,4—3,2	0,09—0,52	0,02—0,24
Глина . . .	7,93—8,59	3,43—3,63	2,63—3,43	0,46—1,98	0,31—0,43

обладают глины зоны аэрации, тогда как емкость глинистых прослоев водоносного горизонта составляет 7,11—8,59 мг-экв. Емкости поглощения песков зоны аэрации 2,54—4,95, песков водоносного горизонта до глубины 65 м равна 2,42—2,96 мг-экв.

Емкость поглощения песков в более глубокой части водоносного горизонта увеличивается почти в два раза по сравнению с его верхней частью. Увеличение емкости поглощения обусловлено в основном ростом концентрации магния в 4 раза. Емкость поглощения глин на глубине 65—80 м также несколько выше, чем на глубине менее 65 м, и вызвана главным образом ростом концентрации натрия и в меньшей степени кальция.

Содержание окиси кальция, магния и алюминия в солянокислых вытяжках, а также карбонатность и емкость поглощения пород зоны аэрации выше, чем в соответствующих литологических разностях пород верхней части водоносного горизонта. В водных вытяжках из пород зоны аэрации содержание гидрокарбоната кальция и магния выше, чем в водных вытяжках из пород водоносного горизонта. Это свидетельствует о том, что при постоянном воздействии грунтовых вод и атмосферы на породы верхней части водоносного горизонта между ними протекают физико-химические

процессы, в результате которых образуются водорастворимые соли, которые выносятся грунтовыми водами.

В пределах Ясханской линзы пресных вод водоносны в основном аллювиальные отложения каракумской свиты. Пресные воды имеют в основном свободную поверхность, лишь иногда они приобретают небольшой местный напор, обусловленный наличием глинистых прослоев. Пресные воды залегают непосредственно на соленых, реже на глинистых прослоях каракумской свиты. Глубина залегания пресных вод в зависимости от рельефа изменяется от нескольких метров до нескольких десятков метров. В русле Узоя наряду с солеными озерами имеются озера с пресной водой, которые дренируют пресные грунтовые воды левобережья.

В центральной части линзы находятся ультрапресные, по классификации А. В. Щербакова (1962), воды с минерализацией менее 0,5 г/л. Эти воды окаймлены пресными водами с минерализацией 0,5—1 г/л. По периферии линзы развиты слабо солоноватые воды с минерализацией 1—3 г/л, а далее широко распространены солоноватые и соленые воды с минерализацией до 82,5 г/л. По химическому составу среди пресных вод Ясханской линзы по классификации В. А. Александрова (1932) выделяются гидрокарбонатные магниевые и хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные натриевые воды. Солоноватые и соленые воды относятся к хлоридным натриевым. По классификации О. А. Алекина (1953), ультрапресные и пресные воды Ясханской линзы относятся в основном к I типу: содержание HCO_3^- превышает содержание Ca^{2+} и Mg^{2+} ($\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) и часть гидрокарбонат-ионов связывается с натрием, образуя содовые воды. Лишь в юго-восточной части линзы распространены ультрапресные и пресные воды, принадлежащие ко II типу. В этих водах содержание HCO_3^- меньше, чем $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$; $\text{HCO}_3^- < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} < \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$. Ко II типу относятся и более минерализованные воды. Воды III типа распространены менее широко: обычно это соленые воды или рассолы.

Линза песков Черкезли. Песчаный массив Черкезли также находится на левобережье Узоя и является юго-западным окончанием Низменных Каракумов. На севере и северо-западе он ограничен долиной Узоя, на юго-востоке — предгорной равниной Копет-Дага, а на юго-западе и юге — предгорной равниной хребта Малый Балхан. Поверхность предгорной равнины Малого Балхана прорезана двумя каньонообразными долинами, которые с юго-запада подходят к пескам Черкезли. По Б. А. Федоровичу (1960), этот песчаный массив генетически представляет собой самостоятельный песчаный вал навевания.

Наиболее древними породами массива являются апшеронские песчано-глинистые отложения. Выше залегают аллювиальные пески каракумской свиты с подчиненными глинистыми и суглинистыми прослоями. Мощность свиты достигает 180 м. Верхняя часть ее пересыщена и образует золотые полевошпато-кварцевые известковистые пески. Содержание кварца 80,6%, карбонатов 11,6%, полевых

шпатов 7,8%. В тяжелой фракции преобладают рудные минералы (20,4%), карбонат (17,9%), роговая обманка (10,0%), циркон (9,5%), гранат (7,2%). По данным валового анализа, химический состав эоловых песков Черкезли очень близок к составу непереверженных песков каракумской свиты Ясханской линзы. В составе солянокислой вытяжки содержание окиси кальция составляет 6,96 мг-экв, карбонатность песков 12,1%. Среди водорастворимых солей господствуют гидрокарбонат и кальций.

Водоносны песчаные отложения каракумской свиты. Однако в пределах этой линзы возможно наличие и пролювиального материала, принесенного руслами рек, стекавших с Малого Балхана в неоген-четвертичное время. Об этом, в частности, свидетельствует присутствие мелкой гальки, кварца и известковистых пород размером от 3—5 до 10 мм.

Пресные воды залегают в центральной, наиболее повышенной части песчаного массива. По составу они относятся к смешанным. Доминируют воды гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные магниевые-натриевые. Более минерализованные воды имеют сульфатно-хлоридный натриевый и хлоридный натриевый состав. Пресные и слабо солоноватые воды песков Черкезли относятся в основном ко II типу по классификации О. А. Алекина (1953). Более минерализованные воды (до 25,9 г/л) принадлежат к III типу.

Линзы Юго-Восточной Туркмении. На юго-востоке республики известны две линзы пресных вод, находящиеся на междуречьях Теджен-Мургаб и Мургаб — Амударья.

Междуречье Теджен-Мургаб занимает западную часть Юго-Восточной Туркмении. В южной части междуречья протягивается возвышенность Бадхыз. С севера к ней примыкает полого наклоненная глинисто-песчаная равнина, с запада и востока ограниченная реками Теджен и Мургаб. Поверхность равнины вдоль правого берега р. Теджен глинистая, покрытая такырами, на остальной территории междуречья широко распространены эоловые пески: в северной части они образуют продольно вытянутые песчаные гряды, на юге преобладают ячеистые пески.

Междуречье Мургаб — Амударья находится в восточной части Юго-Восточной Туркмении. На юге междуречья имеется возвышенность Карабиль. Северный склон возвышенности пологий, плавно снижающийся к левобережной песчаной равнине Амударьи и Обручевской степи. На западе территория ограничена р. Мургаб, на северо-востоке — Амударьей. На востоке междуречья располагается глинистая Обручевская степь, а в западной части протягивается обширная песчаная равнина, в центральной части которой пески имеют ячеистый рельеф; севернее и северо-восточнее распространены лунковые и поперечно-грядовые пески (Федорович, 1960).

В геологическом строении принимают участие морские акчагыльские зеленые глины и алевролиты мощностью до 200 м, известные в районе дельт Теджена и Мургаба. На отложениях акчагыла залегает аллювиально-пролювиальная елчилекская свита, пред-

ставленная мелкозернистыми косослоистыми песками мощностью 150—200 м. Эти отложения относятся к апшеронскому ярусу и выходят на поверхность в южной повышенной части Юго-Восточной Туркмении; в северной части этой территории они перекрыты аллювиальными песками с прослоями глин и глинистых катунув нижне-четвертичной каракумской свиты («Стратиграфия и литология верхне-меловых отложений...», 1963). Мощность последней изменяется от 300 до 550 м (Амурский и др., 1961).

Огромные пространства Юго-Восточной Туркмении покрыты эоловыми песками, образованными в результате перевевания верхней части песков каракумской и елчилекской свит. По данным минералогического анализа эоловых песков, отобранных нами летом 1960 г. в северной части территории, они имеют полевошпат-кварцевый состав.

На основании анализов водных вытяжек из пород, сделанных в соотношении 1 : 20, можно выделить два участка, породы которых характеризуются различной засоленностью. В центральной части междуречья Мургаб-Амударья в породах зоны аэрации и водоносного горизонта содержание водорастворимых солей составляет 6,1—10,3 мг-экв (табл. 6). Как видно из табл. 6, содержание всех основных ионов в водных вытяжках из пород зоны аэрации и водоносного горизонта суммарно равно. Распределение ионов по вертикальному разрезу до глубины 120 м также практически не изменяется (рис. 4, а). В этом районе междуречья распространены грунтовые воды, минерализация которых не превышает 2—3 г/л.

Породы, вскрытые скважинами, пробуренными по периферии района, характеризуются значительно большей степенью засоленности и неравномерным распределением солей по вертикали. Состав водных вытяжек из пород зоны аэрации и водоносного горизонта южной части района приведен в табл. 7. Из табл. 7 следует, что содержание ионов в породах зоны аэрации колеблется в значительных пределах. Среди катионов преобладают кальций или натрий, среди анионов — хлор или сульфат. В породах водоносного горизонта содержание ионов достигает 98,1 мг-экв. Господствуют ионы натрия, хлора, сульфата и магния. Распределение ионов по вертикальному разрезу сильно варьирует. Отмечаются горизонты пород, вытяжки из которых содержат в больших количествах ионы натрия, кальция, магния, хлора и сульфата. Минерализация грунтовых вод в этом районе изменяется от 2 (скв. 4-к) до 9,14 г/л (скв. 6-к, 22-к).

В северо-восточной части междуречья, где глубина залегания соленых грунтовых вод с минерализацией 13,7 г/л не превышает 20 м, водные вытяжки из пород зоны аэрации и верхней части водоносного горизонта являются более минерализованными (табл. 8, рис. 4, б). По мере углубления в водоносный горизонт содержание водорастворимых солей уменьшается и на глубине 38 м оказалось равным 14 мг-экв.

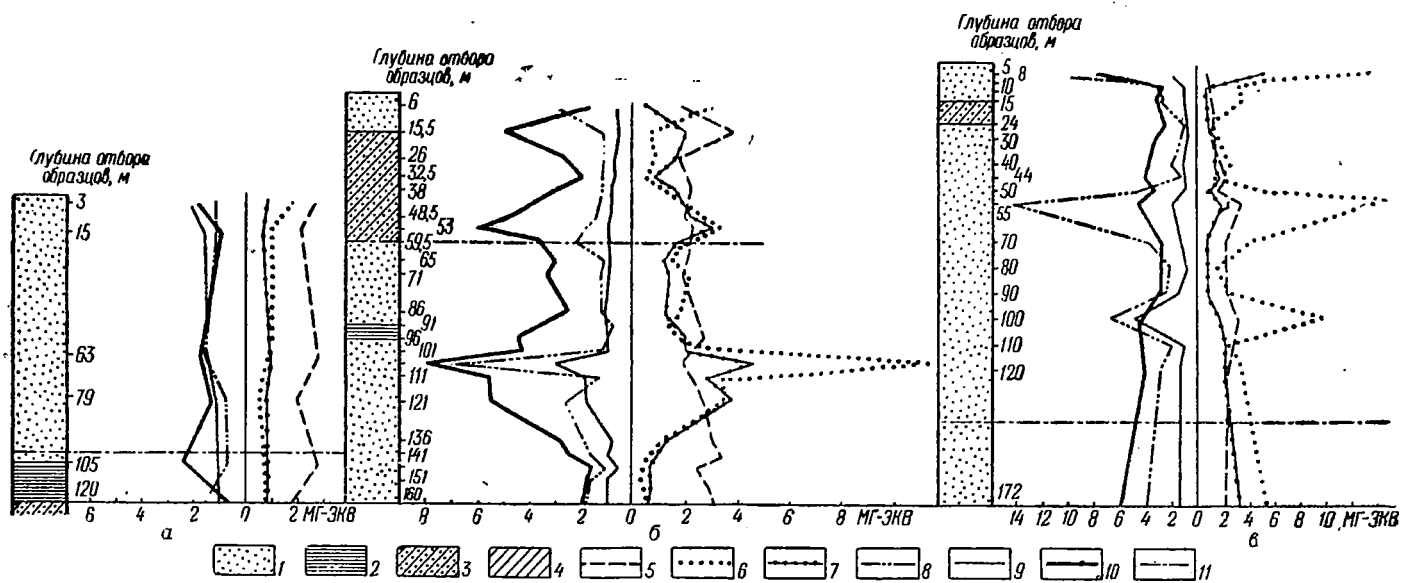
Состав водных вытяжек из пород, вскрытых в центральной части междуречья (мг-экв на 100 г породы)

С о с т а в	Глубина, м	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	Сумма ионов $\text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{2+}$
<i>Зона аэрации</i>								
Песок, песчанник . . .	4—177	2,1—3,0	0,2—1,2	0,2—1,7	0,7—2,3	0,5—2,2	0,7—2,8	6,6—10,3
<i>Водоносный горизонт</i>								
Песок, песчанник, супесь	41—239	1,7—3,0	0,6—1,2	0,3—0,9	0,7—1,8	0,6—1,8	0,7—2,4	6,1—9,0
								2,8—4,4

Таблица 7

Состав водных вытяжек из пород, вскрытых в южной части междуречья (мг-экв на 100 г породы)

С о с т а в	Глубина, м	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	Сумма ионов $\text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{2+}$
<i>Зона аэрации</i>								
Песок, песчанник, супесь	6—144	1,8—4,0	0,5—5,4	0,2—14,4	1,0—14,4	0,3—4,8	0,8—7,6	5,7—40,0
								2,8—18,0
<i>Водоносный горизонт</i>								
Песок, песчанник . . .	66—174	1,5—4,0	0,6—27,0	0,2—19,9	0,6—6,8	0,3—15,7	1,6—29,6	5,76—98,
								3,0—6,9



4. Заказ 707

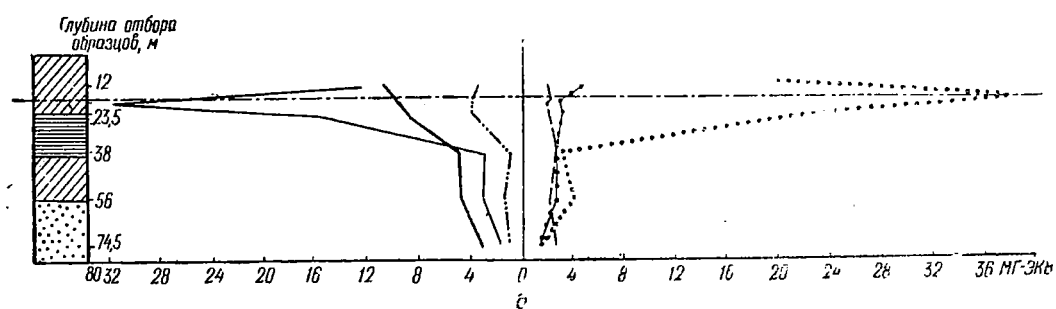
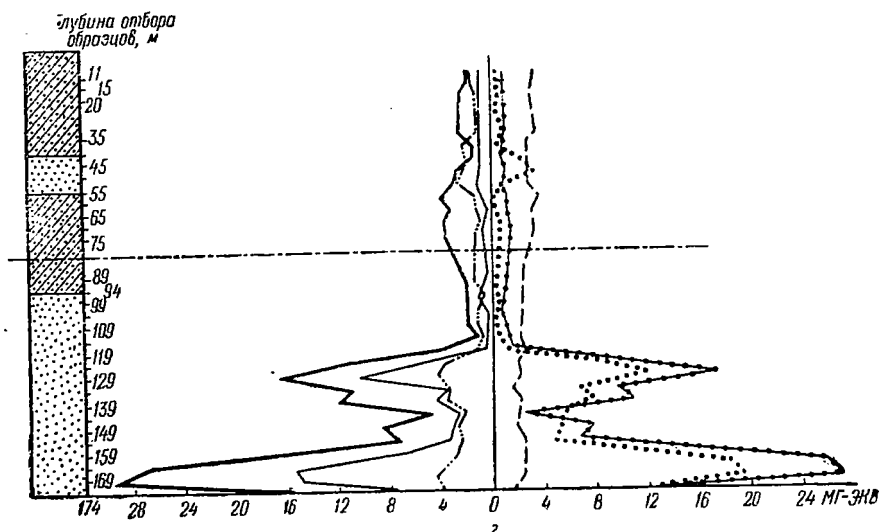


Рис. 4. Состав водных вытяжек из пород междуречья Мургаб-Амударья
а — скв. 36-к; б — скв. 4-к;
в — скв. 22-к; г — скв. 6-к;
д — скв. 38-к
1 — песок, 2 — глина, 3 — супесь, 4 — суглинок; концентрация ионов; 5 — гидрокарбоната, 6 — сульфата, 7 — хлора, 8 — кальция, 9 — магния, 10 — натрия, 11 — уровень грунтовых вод

Таблица 8

Состав водных вытяжек из пород, вскрытых в северо-восточной части междуречья (мг-экв на 100 г породы)

С о с т а в	Глубина, м	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	Сумма ионов	Сумма $\text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{2+}$
<i>Зона аэрации</i>									
Суглинок . . .	12,1	2,0	5,0	19,5	3,6	12,4	10,5	53,1	5,6
<i>Водоносный горизонт</i>									
Суглинок : : .	18,1	2,6	3,4	39,2	4,0	31,8	9,2	90,0	6,6

Таким образом, в центральной части района в зоне аэрации и в водоносном горизонте преобладают незасоленные породы, а на периферии — породы с высоким содержанием сульфата, хлора, натрия и магния.

В Юго-Восточной Туркмении к плиоценовым и четвертичным аллювиальным и аллювиально-пролювиальным отложениям приурочены пресные соленые грунтовые воды. Пресные воды образуют две линзы, находящиеся под песчаными массивами междуречий. В центральной части линзы междуречья Теджен-Мургаб распространены пресные и слабо солоноватые воды смешанного состава (гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные натриевые). Они окружены каймой сульфатно-хлоридных натриевых вод, минерализация которых колеблется от 0,8 до 30 г/л.

Водоносными породами линзы междуречья Мургаб-Амударья на юге являются пески елчиликской свиты, на севере — песчаные отложения каракумской свиты.

Глубина зеркала пресных вод этой линзы изменяется от нескольких десятков метров на севере, а на юге превышает 100 м. В центральной части линзы преобладают воды смешанного состава: сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные натриевые. Пресные воды смешанного состава окружают сульфатно-хлоридные натриевые воды, минерализация которых изменяется от 0,8 до 20 г/л.

Линза Восточных Кызылкумов находится в Казахстане, на левобережье Сырдарьи. С востока и северо-востока она ограничивается берегом реки, на юге — солончаком Айдар. Этот район представляет собой обширную песчаную равнину, поверхность которой полого снижается в северном направлении и характеризу-

ется преобладанием крупных песчаных гряд. Гряды вытянуты с севера на юг, относительная высота их достигает 15—20 м, длина 2—3 км.

Территория казахских Кызылкумов лежит в пределах Среднесырдарьинского прогиба Кызылкумской впадины. Кызылкумскую впадину на всей ее площади выполняют мезозойские отложения. Меловые породы представлены морскими песками, песчаниками, глинами и известняками. К палеогену относятся известняки и серо-зеленые глины мощностью 70—220 м, на которых залегают континентальные известковые коричневые глины с прослоями песков и алевролитов. Общая мощность этой толщи достигает 600 м. Выше располагается пачка песчано-глинистых континентальных отложений так называемой туранской свиты мощностью обычно не более 100 м. Характерной особенностью туранской свиты является непостоянство литологического состава, а также присутствие во всех ее разрезах желвакообразных включений глины, мергеля и песчанистого известняка.

Стратиграфическое положение континентальной озерно-дельтовой туранской свиты неясно. Н. П. Костенко (1945), например, считает ее эоплейстоценовой, другие исследователи (Федин, 1948; Ямнов, 1950) полагают, что образование ее происходило в неоген-древнечетвертичное время, А. Г. Новиков и др. (1962) — в неогене. Возможно, что на территории Заунгузских Каракумов отложения такого же типа относятся к заунгузской свите континентального генезиса, возраст которой определен здесь как среднеплиоценовый (Животовская, Шнейдер, 1961). В четвертичное время происходило перевывание верхней части песчаных отложений туранской свиты, что привело к образованию эоловых песков. Мощность кызылкумских эоловых песков изменчива и достигает 30—40 м (Гриднев, 1960).

Эоловые пески мелко- и среднезернистые. Содержание частиц размером 0,5—0,25 мм составляет 9,2—46,8%, а размером 0,25—0,1 мм 40,3—79%. Минералогический анализ эоловых песков показал, что легкая фракция достигает соответственно 96,3 и 94,1% и состоит из кварца (79,9—83,6%), карбонатов (12,3—8,8%) и полевых шпатов (7,8—7,6%). В тяжелой фракции преобладают карбонат (40,3—25,9%), рудные минералы (14,7—19,2%) и роговая обманка (15—16%).

Грунтовые воды залегают в эоловых песках и в отложениях туранской свиты. В последних распространены преимущественно минерализованные грунтовые воды, но в Восточных Кызылкумах на большой площади в них развиты ультрапресные, пресные и слабо солоноватые воды. Эти воды имеют гидрокарбонатный магниевый и натриевый состав. Более минерализованные воды — сульфатные магниевый-кальциевые и натриевые. Хлоридные натриевые воды распространены на юге, где минерализация их достигает 82,5 г/л.

Гидрокарбонатные натриевые воды по классификации О. А. Алекина относятся к I типу. Среди сульфатных и хлоридных вод преобладают воды II и III типов.

Линза Восточного Муюнкума находится в Казахстане, на междуречье Чу и Таласа. Вдоль южной границы ее протягивается предгорная пролювиальная равнина, примыкающая к Киргизскому хребту. В Муюнкуме развит преимущественно бугристо-грядовый рельеф эолового происхождения. Юго-восточная часть массива является наиболее высокой, абсолютная высота ее достигает 650—660 м. Этот участок имеет овальную форму и вытянут с юго-запада на северо-восток. Во все стороны от него отмечается снижение поверхности, достигающее на западе 150—200 м. Наибольшую высоту песчаные гряды и бугры имеют в центральной и юго-восточной частях, где относительная высота гребней песчаных гряд над днищами понижений достигает 40—50 м. Многие из понижений поросли камышом и другой влаголюбивой растительностью. Часто встречаются небольшие озера с водой.

Пески Муюнкум находятся в центральной части межгорной Чуйской впадины. Кайнозойские отложения широко развиты в массиве Муюнкум и в Причуйских степях и представлены в основном аллювиальными образованиями. Породы палеогена и неогена в массиве Муюнкум неизвестны. Здесь на меловых породах с размывом залегает кеншагырская свита эоплейстоцена. В наиболее прогнутой части впадины отложения кеншагырской свиты представлены однородной песчано-глинистой толщей серого и желтовато-серого цвета, известковистой и местами загипсованной. По В. И. Елисееву (1961), большая часть осадков кеншагырской свиты имеет преимущественно озерное происхождение, а вблизи Чуилийских гор частично и пролювиальное. На осадках кеншагырской свиты залегает аллювиальная толща плейстоцена, в которой В. И. Елисеевым выделены три свиты: муюнкумская, шошкаульгенская и саройская.

Отложения муюнкумской свиты широко развиты в наиболее прогнутой части Чуйской впадины к северу от хребтов Каратау и Киргизского. Эти аллювиальные отложения слагают наиболее высокую нижнеплейстоценовую террасу р. Чу. Свита сложена желтовато-серыми кварц-полевошпатовыми известковистыми алевритами, серыми крепкими сильно известковистыми алевритами, супесями, суглинками и песками, мощность которых, по В. И. Елисееву, 145 м.

Шошкаульгенская свита слагает поверхность II надпойменной (среднеплейстоценовой) террасы р. Чу и представлена песками с линзами известковистых песчаников, алевритами, супесями и суглинками, общая мощность ее более 190 м.

Гравийно-галечные пески и алевриты саройской свиты образуют I надпойменную (верхнеплейстоценовую) террасу р. Чу. Отложения саройской свиты перекрывают эоплейстоценовые, верхне- и средне-олигоценовые, верхнемеловые и палеозойские породы. Мощность саройской свиты на южной окраине Казахского нагорья и в восточной части Чуйской впадины не превышает 10 м.

Эоловые образования широко распространены в Муюнкумах. Они являются продуктом перевевания аллювиальных отложений плейстоценового возраста (Гаель, Останин, 1939), Ахмедсафин (1945), Елисеев (1956, 1961). Гранулометрический анализ эоловых песков, взятых на поверхности песчаной гряды в гипсометрически наиболее высокой части песчаного массива (на нижнеплейстоценовой террасе), показал, что развитые на III надпойменной террасе пески в основном мелкозернистые с примесью среднезернистых. На гипсометрически более низкой среднеплейстоценовой террасе пески более тонкозернистые и преобладают алевритистые разности.

Содержание солей в водных вытяжках из эоплейстоценовых и плейстоценовых отложений колеблется в значительных пределах. В центральной части района на глубине 1,2—68 м от поверхности земли в зоне аэрации распространены пески, в водных вытяжках из которых сумма ионов изменяется от 1,7 до 9,0 мг-экв, преобладают ионы гидрокарбоната и кальция. В вытяжках из пород водоносного горизонта, взятых с глубины 1,3—188,7 м от поверхности земли, сумма ионов составила 1,8—6,1 мг-экв, а содержание гидрокарбоната, карбоната и кальция 0,8—3,0 мг-экв (табл. 9). Характер распределения ионов по глубине приведен на рис. 5, а, б. По мере удаления от центральной части содержание ионов в водных вытяжках из пород увеличивается (табл. 10), достигая 123,4 мг-экв в вытяжках из пород зоны аэрации и 44,6 мг-экв в вытяжках из пород водоносного горизонта; из катионов преобладают ионы натрия, среди анионов доминируют ионы сульфата или хлора.

Следовательно, по периферии района в зоне аэрации и в верхней части водоносного горизонта распространены засоленные породы (рис. 5, в, г, д). Породы, вскрытые на глубине более 70 м, и в центральной части и на периферии в основном слабо засолены.

Водные вытяжки из водоносных отложений кеншагырской свиты эоплейстоцена, вскрытых на глубине 71—363 м от поверхности земли, содержат 3,2—8,4 мг-экв ионов; преобладают ионы кальция и гидрокарбоната (табл. 11). Лишь на глубине 506—580 м в южной части района были вскрыты загипсованные прослои, содержание солей в которых составило 43,6 мг-экв.

На периферии района содержание солей в водных вытяжках из пород зоны аэрации и верхней части водоносного горизонта значительно выше, чем в центральной части района. Более глубоко залегающие породы водоносного горизонта и в центральной части и по периферии района до глубины 360 м не засолены. Содержание солей в водных вытяжках из пород зоны аэрации на периферии выше, чем в породах водоносного горизонта на этом же участке и является следствием вторичного засоления в результате испарения грунтовых вод.

Водоносны в линзе Восточного Муюнкума четвертичные аллювиальные и озерные отложения и эоловые пески. Общее направление потока грунтовых вод северное и северо-восточное. В пределах

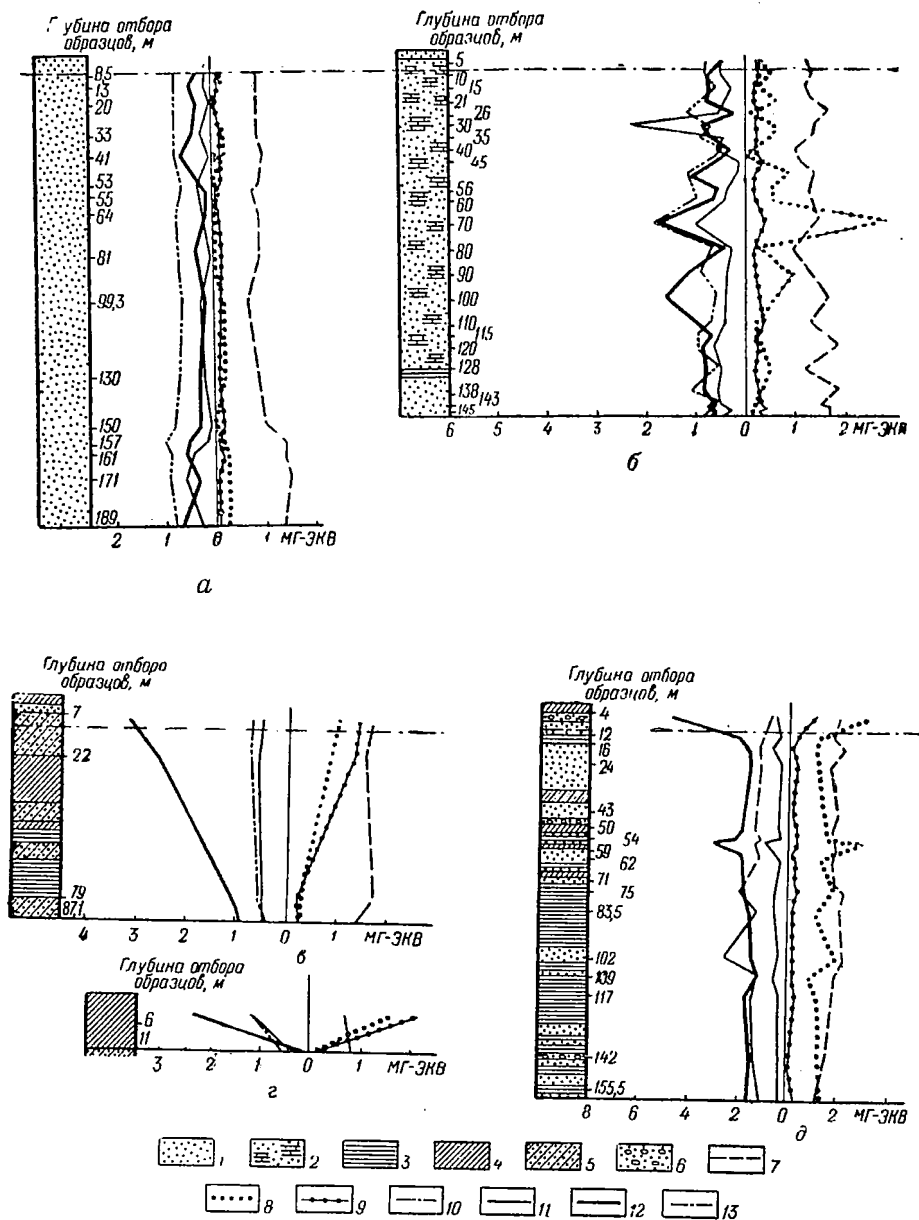


Рис. 5. Состав водных вытяжек из пород Восточного Муянкума

а — св. 14; б — св. 12; а — св. 162; з — св. 116; д — св. 10

1 — песок, 2 — песок с включениями обломков песчаника, 3 — глина, 4 — суглинок, 5 — супесь, 6 — гравийно-галечные отложения с песком; концентрация ионов: 7 — гидрокарбоната, 8 — сульфата, 9 — хлора, 10 — кальция, 11 — магния, 12 — натрия, 13 — уровень грунтовых вод

Состав водных вытяжек из плейстоценовых пород, вскрытых в центральной части района (мг-экв на 100 г породы)

Состав	Глубина, м	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	Сумма ионов	Сумма $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{2+}$
<i>Зона аэрации</i>										
Песок . . .	0,8—1,3	1,8—4,1	0—0,1	0,15—0,35	0,30	1,8—3,1	0,2—0,7	0,2—1,17	4,6—9,0	3,6—7,2
"	1,2—68,0	0,5—1,6	нет	0,05—0,8	0,03—0,8	0,3—0,8	0,09—0,7	0,3—1,2	1,7—3,7	0,8—2,3
<i>Водоносный горизонт</i>										
Песок . . .	1,3—188,7	0,5—1,85	0—1,0	0,0—0,4	0,02—0,99	0,2—1,2	0,02—2,4	0,1—1,6	1,8—6,1	0,8—3,0

Таблица 10

Состав водных вытяжек из плейстоценовых пород, вскрытых по периферии района (мг-экв на 100 г породы)

С о с т а в	Глубина, м	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Cl	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	Сумма ионов	Сумма $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} + \text{Ca}^{2+}$
<i>Зона аэрации</i>										
Песок	0,5—16,3	0,7—17,8	0,0—0,6	0,05—4,0	0,1—42,3	0,2—7,4	0,2—2,8	0,1—53,4	1,8—123,4	1,2—25,2
<i>Водоносный горизонт</i>										
Песок, супесь . .	18,1—63,5	0,7—4,0	0,6	0,1—2,1	0,08—16,2	0,5—1,7	0,1—0,7	0,3—20,6	2,6—44,6	1,4—5,0

Состав водных вытяжек из эоплейстоценовых пород (мг-экв на 100 г породы)

С о с т а в	Глубина, м	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}
Песчано-глинистые отложения	71—363 506—580	1,1—1,6 0,8—1,4	0,05—1,42 0,1	0,08—1,69 5,2—21,0	0,5—2,42 3,8—17,6

С о с т а в	Mg^{2+}	Na^+	Сумма ионов	Сумма $\text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{2+}$
Песчано-глинистые отложения	0,05—1,01 2,6—3,2	0,17—1,81 0,3—1,7	3,2—8,46 14,2—43,6	1,2—4,62 5,2—18,4

распространения бугристо-грядовых песков отмечается местный подъем зеркала пресных грунтовых вод.

Глубина залегания воды изменяется в значительных пределах: наибольшие глубины приурочены к юго-восточной части, где зеркало грунтовых вод находится на глубине 30—65 м. По мере удаления от этого участка глубина залегания вод уменьшается от 1—2 м; в понижениях вода выходит на поверхность, питая озеро.

На обширной площади восточной части Муянкумов воды ультрапресные и пресные. Минерализация их не превышает 1 г/л. Солоноватые и соленые воды широко распространены на западе массива, где минерализация колеблется от 3 до 84,4 г/л, наибольшая минерализация отмечается в соленых озерах и солончаках низовой современной долины р. Чу.

В юго-восточной и центральной частях района широко распространены гидрокарбонатные кальциевые и натриево-кальциевые воды. Гидрокарбонатные натриевые воды окаймляют площадь распространения гидрокарбонатных магниевых-кальциевых и натриево-кальциевых вод. Сульфатные кальциевые и натриево-кальциевые воды распространены на небольших участках в юго-западной части района. Сульфатные натриевые воды широко развиты по периферии песчаного массива, а на юге — в пределах предгорной равнины. Среди сульфатных натриевых вод преобладают слабо солоноватые воды с минерализацией 1—3 г/л, реже встречаются ультрапресные или соленые воды. Минерализация последних достигает 59,1 г/л. Хлоридные натриевые воды распространены в низовьях долины р. Чу на участке близ горько-соленого озера и далее вниз по

течению. Хлоридные натриевые воды залегают на глубине 1—3 м, минерализация их 6,6—84,4 г/л.

По классификации О. А. Алекина, ультрапресные и пресные воды по соотношению ионов $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ относятся в основном к I типу, т. е. являются водами с преобладанием HCO_3^- и Na^+ . Содовые воды занимают два больших участка на юго-востоке и северо-западе района.

Воды II типа окаймляют площади распространения вод I типа и являются преимущественно слабо солоноватыми и солоноватыми. Воды II типа протягиваются полосами вдоль р. Талас на западе и вдоль р. Чу на северо-востоке и востоке, а также в центральной части района с юго-запада на северо-восток. Они характеризуются повышенным содержанием ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} .

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ РАЙОНОВ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЛИНЗ ПРЕСНЫХ ВОД В МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Линзы западной части Красноводского полуострова. На западе полуострова грунтовые воды с минерализацией 1—2 г/л образуют узкую вытянутую линзу, в пределах которой, по Н. Г. Шевченко, встречаются сравнительно небольшие участки с минерализацией менее 1 г/л («Линзы пресных вод пустыни», 1963).

Западная часть полуострова представляет собой приморскую низменную равнину, на западе и юге омываемую Каспийским морем, на севере—заливом Кара-Богаз-Гол, а на востоке ограниченную предгорной пролювиальной равниной Красноводского плато. Поверхность равнины наклонена от плато в сторону песков и прорезана руслами временных водотоков. Поверхность приморской низменности также понижается с востока на запад. В восточной ее части развиты бугристо-грядовые закрепленные и барханные пески; превышение вершин песчаных гряд над межгрядовыми понижениями достигает здесь 30—40 м. К западу и северо-западу по мере приближения к берегам Каспийского моря и Кара-Богаз-Гола местность постепенно выполаживается и переходит в прибрежную равнину, где широко развиты солончаки, соленые озера, бугристые и дюнные пески.

Красноводский полуостров расположен в южной части Прикарабогазской депрессии, которая в структурном отношении является восточным окончанием крупной области прогибания Среднего Каспия (Ушко, Сырнев, 1962). В пределах Красноводского полуострова в нижнем и среднем плиocene отложилась мощная толща континентальных осадков кюрянинской свиты. Материал, слагающий эту свиту, выносился пролювиальными потоками с Большого Балхана и Куба-Дага, которые являлись в то время высокими горными хребтами. Последующий предакчагыльский разрыв привел к частичному размыву этой свиты и образованию крупных эрозионных до-

лин. Трансгрессия акчагыльского моря захватила почти всю территорию Красноводского полуострова, море подступило к Куба-Дагу и Большому Балхану, которые тогда были единым островом, вытянутым в широтном направлении. Морские акчагыльские отложения представлены глинами с подчиненными прослоями песков, мергелями и известняками, их мощность изменяется от 17 до 180 м.

Морские апшеронские отложения развиты в северо-западной и западной частях Красноводского полуострова и имеют различный литологический состав: глины, пески, галечники, оолитовые известняки и известняки-ракушечники. Мощность на юге 3 м, на севере достигает 139 м.

Отложения четвертичного возраста широко распространены в районе и выражены как морской, так и континентальной фациями. Среди морских четвертичных отложений выделены осадки бакинского, хазарского, хвалынского и новокаспийского ярусов. В северо-западной части полуострова бакинские отложения залегают на размытых апшеронских и состоят из прибрежных детритусово-ракушечных известняков и эоловых песчанников, мощность которых очень изменчива и достигает 100 м (Ушко, Сырнев, 1962).

В южной части полуострова в нижнехазарское время отлагались аллювиально-дельтовые песчано-глинистые осадки (Федоров, 1957). На западе полуострова они неизвестны; здесь на бакинских осадках залегают верхнехазарские детритусовые и ракушечные известняки и кварц-известковистые песчанники, слагавшие прибрежную зону хазарского моря. Мощность этих отложений от 2 до 20 м (Ушко, Сырнев, 1962). В западной части полуострова наиболее широко распространены нижнехвалынские отложения, почти сплошным покровом перекрывающие бакинские или хазарские. Нижнехвалынские отложения представлены морскими детритусово-раковинными и солитовыми известняками, песками и песчанниками. Максимальная мощность нижнехвалынских осадков зафиксирована в центральной части песчаного массива Октумкум и составляет 37 м, на остальной территории 10—12 м.

Гипсометрически ниже нижнехвалынских отложений в нижней части полуострова распространены верхнехвалынские отложения, слагающие террасу на отметке —2 м абсолютной высоты. Пески, взятые с поверхности верхнехвалынской террасы, содержат (в %): кварца 53,2, карбоната 42,5 и полевых шпатов 4,3. Тяжелая фракция песков на 97,3% сложена карбонатами.

Новокаспийские рыхлые пески, слабо сцементированные ракушечники и конгломераты неширокой полосой окаймляют берега полуострова и в виде маломощного плаща залегают на более древних образованиях. Пески сильно известковистые, содержание карбонатов в легкой фракции 86—90%, в тяжелой 79,7—95,1%.

Эоловые пески широко распространены в пределах массива Октумкум. Исходным материалом для их образования являлись морские нижнехвалынские пески. Эоловые пески, отобранные на юго-восточной окраине песков Октумкум, имеют следующий минераль-

ный состав (в %): кварц 76,4, карбонат 15,5, полевые шпаты 8,1. В тяжелой фракции преобладают (%): карбонат (21,8), рудные минералы (20,7), роговая обманка (10,0), циркон (9,7), гранат (7,9) и турмалин (2,2).

По данным валового анализа, в перевеянных нижнехвалынских песках содержание кремнекислоты составляет 63,66%, окиси кальция — около 15%; по составу они являются карбонатными (карбонатность 16,4%). Эоловые пески, образовавшиеся в результате перевеяния морских песков верхнехвалынского возраста, состоят в основном из известкового детритуса (CaO 48%) с незначительной примесью песка (SiO_2 4,7%). Карбонатность этих песков составляет 92%. По данным анализа солянокислых вытяжек, отмечается различие и в содержании окиси магния: верхнехвалынские пески содержат 2,12% MgO , а нижнехвалынские — всего 0,42%. Содержание водорастворимых солей в эоловых песках хвалынского яруса очень незначительно и составляет 1,96 и 2,69 мг-экв соответственно для нижнехвалынских и верхнехвалынских песков; при этом содержание сульфата, хлора и натрия в верхнехвалынских перевеянных песках в 1,5—3 раза выше, чем в нижнехвалынских.

Отложения солончаков новокаспийского возраста содержат в большом количестве окись кальция (46,32%), значительное количество окиси магния (4,98%) и сульфатов (7,43%). В солянокислой вытяжке преобладают эти же соединения.

В западной части Краснодарского полуострова известно несколько линз пресных вод с минерализацией менее 1 г/л. Все они находятся в пределах зоны распространения слабо солоноватых вод с минерализацией 1—2 г/л. Длина этой зоны примерно 40—45 км, ширина 3—5 км; она вытянута с юго-запада на северо-восток вдоль побережья Каспийского моря и находится среди более минерализованных (5—10 г/л) грунтовых вод. Большая часть района распространения пресных и солоноватых вод покрыта песками Октумкум. Вода вскрыта в морских песках хвалынского и новокаспийского времени, трещиноватых детритусово-эолитовых песчаниках и известняках хазарского и хвалынского возраста, а также в пролювиальных галечниках. Водоупором являются глины неогена.

Мощность водоносного горизонта изменяется от 2 до 35 м. Местами водоносные породы прослоями плотной глины разделены на несколько подгоризонтов. В районе урочища Нефес под толщей глин мощностью 5—15 м, подстилающих первый водоносный горизонт, бурением вскрыт второй водоносный горизонт мощностью 1—3 м, приуроченный к гравийно-галечниковой толще, который содержит воду с минерализацией 0,9 г/л; площадное распространение его не превышает 1,5—2 км² (Рябчинский, 1959). Поверхность водоупорных глин неогена, подстилающих водонасыщенные породы, неровная: повышения сменяются пониженными участками. Амплитуда высот поверхности глин 8—15 м. Понижения в кровле глин неогена, как показано на разрезе Г. Я. Рябчинского (1959), выполнены породами различного литологического состава: песками, глинами, га-

лечниками, чередующимися супесями, суглинками, иногда глинами. Эти осадки имеют четвертичный возраст, но возможно наличие здесь и апшеронских пород. Неровная поверхность глин и невыдержанность литологического состава в понижениях пород, видимо, явились следствием размыва, интенсивность которого на этом участке была различной. Вполне вероятно, что здесь проходили русла, по которым стекали поверхностные воды, собиравшиеся на поверхности Куба-Дага и Красноводского плато.

Состав пресных вод сульфатный кальцево-магниевый. По мере удаления от этого участка уровень вод снижается, возрастает их минерализация и они приобретают хлоридно-сульфатный, магниевонатриевый и натриевый состав. Ближе к морскому побережью распространены сульфатно-хлоридные магниевонатриевые воды, минерализация которых 3 г/л и более. Еще западнее распространены сульфатно-хлоридные натриевые и хлоридные натриевые воды. Минерализация их достигает 6—10 г/л.

В результате многолетних работ, проведенных большим количеством исследователей, природные условия описываемых районов кратко могут быть охарактеризованы следующим образом.

Линзы пресных и солоноватых грунтовых вод песчаных пустынь находятся в пределах междугорных впадин или предгорных прогибов, которые в течение плейстоцен-четвертичного времени испытывали погружение. Так как эти районы были наиболее низменными, они являлись ареной деятельности водных потоков и бассейнов пресных или морских вод. Аллювиальные и аллювиально-озерные осадки песчаных пустынь принесены реками из гумидных зон. Вследствие чрезвычайно интенсивных процессов выветривания в горах и изменений продуктов выветривания при транспортировке многоводными реками в пределы Туранской низменности были принесены колоссальные массы многократно перемытых и переотложенных обломочных продуктов, состоящих из сравнительно небольшого числа устойчивых минералов. Накопление и отложение этих осадков в аридной зоне пустынь происходило в водах, минерализация и состав которых были близки, почти аналогичны тем, в каких происходит седиментация осадков в водоемах гумидных зон. Аллювиальные осадки в пустынях состоят в основном из карбонатных полевошпато-кварцевых песков, реже алевритов, содержание кварца в которых составляет 75—90%. Тяжелая фракция сложена главным образом устойчивыми минералами: роговая обманка, циркон, гранат, рудные минералы. Прослой глини имеют подчиненное значение и обладают гидрослюдистым и монтмориллонитовым составом. Незасоленные аллювиальные породы в зоне аэрации и водоносном горизонте сохранились в районах центральных частей линз пресных вод. При этом, как правило, отмечается несколько большее содержание ионов в солянокислых и водных вытяжках из пород зоны аэрации, чем из пород водоносного горизонта, что свидетельствует о растворении минеральных соединений и выносе их пресными грунтовыми водами.

По периферии линз в результате вторичных процессов засоления распространены засоленные породы.

Пролувиальные песчано-гравийно-галечные отложения Юго-Восточных Каракумов принесены с гор Памира и Гиндукуша мало-водными потоками. На Красноводском полуострове в пределах Прикаспийской низменности распространены морские и пролувиальные осадки неоген-четвертичного возраста. Морские породы представлены известняками, известковистыми песчаниками и карбонатными полевошпатовыми песками. Пролувиальные гравийно-галечные осадки были принесены водами потоков с местных горных возвышенностей.

Погружение низменностей и водная аккумуляция обломочного материала привели к отложению песчано-глинистых и карбонатных осадков плиоцен-четвертичного возраста морского и континентального генезиса мощностью на отдельных участках более 500 м. После регрессии моря, спуска озерных бассейнов и миграции или прекращения течения рек верхняя часть песчаных отложений была перевержена ветром и образовала сложно расчлененный эоловый рельеф барханных, полузакрепленных или закрепленных песков.

К плиоцен-четвертичным породам приурочены пресные, солоноватые и соленые воды (единый водоносный горизонт). Пресные и солоноватые воды образуют линзы, подстилаемые и окаймленные солеными водами. Наименее минерализованные воды находятся в центральных частях линз, уровень воды в которых располагается гипсометрически значительно выше, чем на периферии. Химический состав вод центральных частей неодинаков: наряду с гидрокарбонатными кальциевыми или натриевыми водами здесь имеются и воды смешанного или хлоридного натриевого состава.

Состав вод в линзах изменяется в горизонтальном и вертикальном направлениях, при этом смена типов вод осуществляется на очень коротких расстояниях или при незначительном углублении в водоносный горизонт и не зависит от литолого-минералогического состава и генезиса пород. Не всегда прослеживается связь между распространением пресных вод и наличием барханных песков. На Красноводском полуострове имеются участки, где пресные воды находятся в известняках, на поверхности которых пески вообще отсутствуют.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВРЕМЕНИ

При изучении химического состава линз пресных вод пустынь необходимо знание условий осадкообразования и палеогеографии, существовавших на территории Туркмении и Казахстана в течение плиоцен-четвертичного времени. Отсутствие работы, освещающей палеогеографию этого района, и различная степень геологической изученности отдельных участков территории не позволяют восстановить палеогидрогеологические условия всего района одинаково

обоснованно. Поэтому приведенные ниже палеогидрогеологические схемы составлены нами по наиболее изученным участкам на основании работ У. М. Ахмедсафина (1945, 1947), Б. А. Федоровича (1946, 1950), П. В. Федорова (1957, 1959), И. О. Брода (1959), Г. Я. Рябчинского (1959), Н. Г. Шевченко (1959 б, 1963), Г. И. Амурского и др. (1961); Г. И. Попова (1956, 1961, 1967), В. И. Елисеева (1961), К. А. Ушко и И. П. Сырнева (1962), Н. П. Луппова (1963) и др.

Мощные проявления альпийского тектогенеза в конце миоцена — начале плиоцена привели к коренному изменению геотектонической обстановки, климата и условий осадконакопления в Средней Азии и Казахстане.

Большая часть территории Закаспия в послесарматское время не покрывалась морем и на ней шло накопление континентальных осадков или совершались процессы денудации. Особенно интенсивное развитие процессы аккумуляции получили у подножия горных сооружений, где формировался шлейф делювиально-пролювиальных отложений. У подножия Куба-Даг-Большебалханского горного сооружения отлагались делювиально-пролювиальные осадки красноцветной кюрюньинской свиты, возраст которой датируется Н. П. Лупповым, как верхнемиоценовый — нижнеплиоценовый. В предгорной полосе к северу от Копет-Дага происходило образование нижней части делювиально-пролювиальных отложений каганчайской свиты (Луппов, 1963), а у северных отрогов Западного Копет-Дага и на Малом Балхане — нижней части делювиально-пролювиальной торонглинской свиты (Али-заде, 1953). Торонглинская свита трансгрессивно залегает на размытой поверхности верхнего мела и палеогена и согласно перекрывается отложениями морского акчагыла в Юго-Восточной Туркмении в это время отлагалась нижняя часть аллювиально-пролювиальной гузарской свиты (Амурский, Мильштейн, Смирнов, 1961).

К началу среднего плиоцена (времени отложения красноцветной толщи) Каспийское море располагалось в Южнокаспийской впадине и уровень его был, по мнению Н. П. Луппова (1963), на 200—300 м ниже современного. Е. Е. Милановский (1963) пришел к заключению, что уровень среднеплиоценового бассейна в Южном Каспии находился на абсолютных отметках 500—600 м ниже современного нуля вследствие резкого переуглубления Южно-Каспийской впадины.

Такое значительное понижение уровня моря обусловило энергичное врезание всей эрозионной сети, базисом эрозии для которой служило Каспийское море. Реки, стекавшие в этот бассейн, выработали ложбины большой глубины. Одной из таких рек, протекавшей по территории Туркмении в среднеплиоценовое время, была пра-Амударья с ее притоками, бравшими начало в сооружениях Памиро-Алайской горной системы и на Паропамизе, уже сформированных в высокие горные цепи. Наличие эрозионной ложбины пра-Амударьи установлено бурением на профиле Ашхабад — Северный Завод в районе пос. Ербент (Блискавка, 1963). Ложу и борту этого эрози-

онного вреза глубиной около 700 м и шириной 50 км образованы меловыми, палеогеновыми и миоценовыми породами. Врез выполнен в основном отложениями ербентской свиты, представленной песками, алевроитами и глинами с прослоями конгломератов осадочных пород. Мощность ее достигает 520 м. На отложениях ербентской свиты без видимых признаков несогласия залегают фаунистически охарактеризованные акчагыльские отложения. Аналогичный эрозионный врез глубиной до 600 м, выполненный плиоценовыми отложениями, установлен примерно в 240 км восточнее ербентского, в районе колодца Чешме («Стратиграфическое расчленение и литологическая характеристика разреза...», 1963). Западнее Ербента глубокий предакчагыльский эрозионный врез отмечен к северу от Кызыл-Арвата, где акчагыльские отложения залегают на размытой поверхности мела и палеогена: мощность акчагыльских пород достигает 500—600 и даже 850 м (Абдулаев, 1960; Степанайтыс, 1960; Мирзаханов, 1962).

Вдоль средней части долины Узбоя акчагыльские отложения залегают с глубоким размывом на неровной поверхности меловых, миоценовых и нижнеплиоценовых пород и прислонены к древнему уступу, выработанному к началу акчагыльского времени. Глубина размыва достигает 400 м (Ямнов, Кунин, 1953; Копаевич, 1956; Эберзин, 1960). Под песками Чильмамедкум бурением установлена предакчагыльская эрозионная долина, открывающаяся в сторону пра-Узбоя (Шевченко, 1959 б). О глубине эрозионного вреза пра-Узбоя в нижнем течении можно судить по данным скважины, пробуренной в 35 км восточнее пос. Ясхан, которой на верхнемеловых отложениях были вскрыты континентальные осадки верхнего миоцена — нижнего плиоцена мощностью 16 м и акчагыльские отложения мощностью около 490 м (Шевченко, 1960).

Стекавшие с Копет-Дага на север временные потоки отлагали в среднеплиоценовое время в полосе между Копет-Дагом и руслом пра-Амударьи верхнюю часть делювиально-пролювиальных осадков казганчайской свиты (Луппов, 1963). В Предпаропамизской области в это время накапливалась верхняя часть эсенбайской свиты, а в Предгиссарской области — верхняя часть гузарской свиты (Амурский и др., 1961).

В Юго-Восточной Туркмении выявлены предакчагыльские долины пра-Мургаба, пра-Теджена и пра-Амударьи (Амурский и др., 1961). В осевых частях среднеплиоценовых долин подошва заполняющего их комплекса располагается на отметках до —700 м и ниже, на водоразделах коренные породы ложа поднимаются выше нулевой отметки, а местами даже выходят на поверхность.

В долине пра-Мургаба на разных горизонтах мела, палеогена, миоцена и низов плиоцена залегает тахтабазарская свита аллювиального генезиса, сложенная алевроитами с прослоями песчаников, гравелитов и глин мощностью до 200—400 м. Вне древней долины эта свита отсутствует. Выше залегают морские глинисто-алевритовые отложения акчагыла мощностью до 200 м и более. Местами эти

отложения распространены и вне древней долины на древних водоразделах, но здесь их мощность в 2 с лишним раза меньше. Выше в древних долинах отмечаются континентальные осадки верхнего плиоцена и плейстоцена мощностью более 600 м (Амурский и др., 1961).

В восточной части Заунгузских Каракумов вскрыты древние аллювиальные осадки халдарской речной неогеновой системы, которая врезана в отложения заунгузской свиты среднеплиоценового возраста. Глубина вреза достигает 30—35 м (Животовская, 1963).

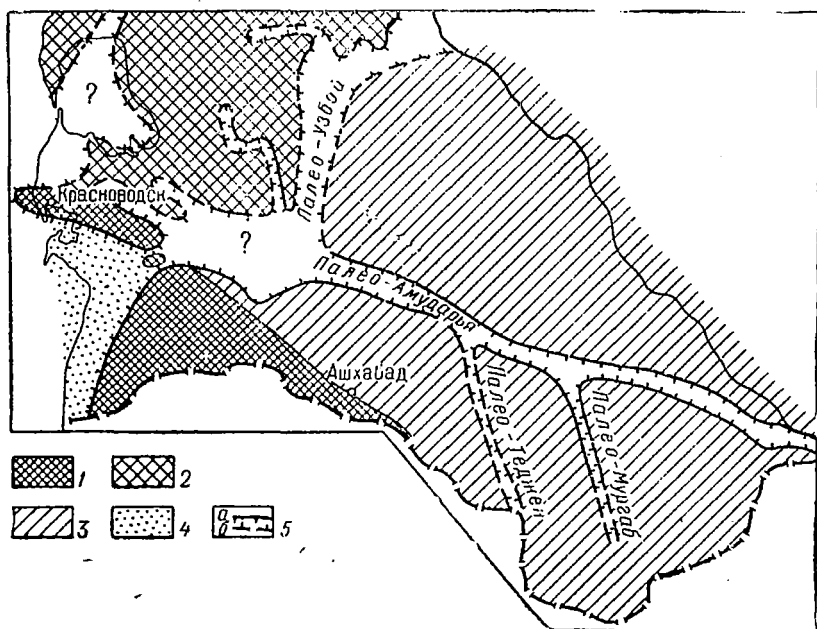


Рис. 6. Схема среднеплиоценовых эрозионных долин Туркмении (по А. Л. Юревичу, 1966)

Область распространения: 1 — возвышенных частей суши с интенсивным эрозионным расчленением, 2 — возвышенных плато и платообразных вершин, 3 — предгорных и низменных равнин, 4 — область постоянного накопления среднеплиоценовых осадков красноцветной толщи, 5 — эрозионные долины: а — установленные, б — предполагаемые.

Древние эрозионные долины пра-Амударьи и пра-Узбоя сливались в Низменных Каракумах и выходили в Западно-Туркменскую депрессию по Межбалханскому и Данатинскому коридорам (Тиунов, 1961; Птушкин и др., 1961; Ушко, 1962). Схема среднеплиоценовых эрозионных долин Туркмении приведена на рис. 6.

Г. И. Попов (1967) отмечает, что на основании изучения литологического состава, текстурных особенностей отложений и остатков пресноводных моллюсков, осадки, выполняющие эрозионные долины, в большинстве мест не следует относить к аллювиальным. Ча-

ше всего это отложения пресноводных бассейнов. Наибольшая мощность пресноводного комплекса отмечается в эрозионных долинах, на водоразделах она резко уменьшается. В большинстве случаев пресноводные бассейновые отложения связаны постепенным переходом с вышележащими морскими акчагыльскими породами, что, по Г. И. Попову (1967), свидетельствует об отсутствии резких колебаний уровня акчагыльского бассейна в пределах платформенной части Каспийского бассейна.

Континентальные условия осадконакопления, существовавшие на территории Туркмении в преакчагыльское время, обусловили формирование не только поверхностных пресных вод в эрозионных долинах и пресноводном бассейне, но и пресных подземных вод, приуроченных к отложениям, выполняющим эрозионные долины, и к пресноводным бассейновым отложениям. Среди этих отложений преобладают песчано-гравелистые осадки с прослоями алевролитов и глин. Пески, гравелиты и конгломераты являются хорошими коллекторами подземных вод.

В начале акчагыльского времени на территории Западной Туркмении, Красноводского полуострова, Низменных Каракумов и Юго-Восточной Туркмении продолжались значительные опускания. Море покрывало большую часть Красноводского полуострова, заливало Западно-Туркменскую низменность, омывало горные сооружения Западного Копет-Дага, Большого и Малого Балханов и широко распространялось на площади современных Низменных Каракумов, достигая меридиана Теджена, а далее на восток, по-видимому, сменялось дельтами речных систем (Луппов, 1963).

Южная часть Юго-Восточной Туркмении, охватывающая междуречья Бадхыз и Карабиль, была более повышенной, и здесь в это время отлагались аллювиально-пролювиальные отложения предгорного сноса (Амурский, 1960а). В этих хорошо проницаемых отложениях за счет атмосферных осадков и вод поверхностного стока, стекавших с возвышенностей Бадхыз и Карабиль, формировались подземные пресные инфильтрационные воды.

На Красноводском полуострове трансгрессия среднеакчагыльского моря захватила всю его территорию. Море подступало к Куба-Дагу и Большому Балхану, которые в виде острова протягивались в широтном направлении. Пониженные мощности (менее 50—100 м) акчагыльских отложений на площади современного Красноводского плато свидетельствуют о подъеме его в это время (Ушко, Сырнев, 1962). На Красноводском полуострове в условиях мелководного морского залива в акчагыле отлагались известняки, мергели, глины, пески и песчаники.

В Каракумах акчагыльское море оставило мощную толщу глин с подчиненными прослоями песка.

Прослои и линзы песчаников, известняков и песков по мере их отложения заполнялись морской водой. Палеогидрогеологическая схема среднеакчагыльского бассейна приведена на рис. 7. Накопление морских осадков в среднем акчагыле происходило на участ-

ках прогибания и сопровождалось уплотнением пород. Различная скорость прогибания разных участков вызвала неравномерные нагрузки на уплотняющиеся породы и обуславливала отток подземных вод из участков наибольшего прогибания к приподнятым участкам. Таким путем пресные подземные воды отложений эрозионных долин и пресноводного бассейна могли подняться в морские акчагыльские породы, вызвав в них опреснение морских вод. В то же время низкое гипсометрическое положение пресноводных бассейнов отложений и осадков, выполняющих глубоко врезанные эрозионные долины, обусловило подток к ним подземных вод из мезозойских толщ, который, по-видимому, привел (на участках подтока соленых вод) к осолонению вод пресноводных отложений. Видоизмененные морские соленые воды в акчагыльских породах были вскрыты скважинами около Кара-

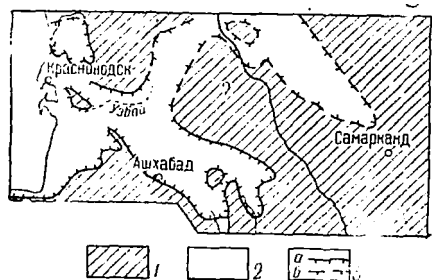


Рис. 7. Палеогеографическая карта средне-акчагыльского бассейна (по Г. И. Попову, 1967)

Область распространения: 1 — суш., 2 — моря; 3 — береговая линия: а — установленная, б — предполагаемая

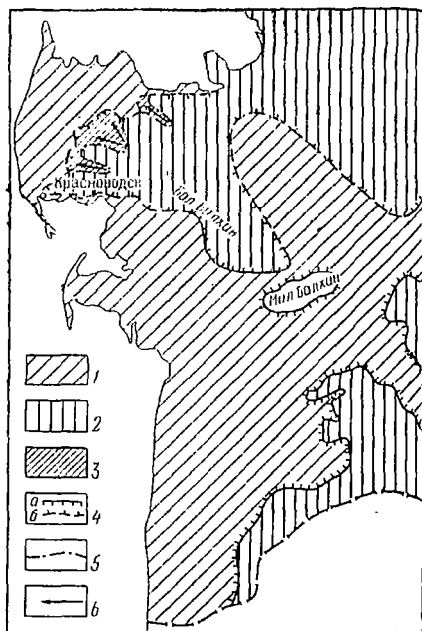


Рис. 8. Палеогидрогеологическая схема Западной Туркмении апшеронского времени. Область распространения: 1 — моря, 2 — суш., 3 — пресных и солоноватых грунтовых вод в акчагыльских породах; 4 — береговая линия моря (по Г. И. Попову, 1956 и К. А. Ушко, 1962): а — установленная; б — предполагаемая; 5 — вероятные границы распространения грунтовых вод. б — вероятное направление движения грунтовых вод

Богаз-Гола (Двали и др., 1932) и в районе Узбоя («Линзы пресных вод пустыни», 1963). На Красноводском полуострове в отложениях акчагыла сплошной водоносный горизонт не установлен, но на отдельных наиболее пониженных участках плато имеется ряд колодцев, содержащих слабо солоноватую воду с незначительным расходом (Шевченко, 1959 а).

В нижнем апшероне в связи с тектоническими движениями Копет-Дага море отступило, и на большей части территории Туркмении установился континентальный период. Лишь в Прикаспии в ап-

шероне существовал морской бассейн, который занимал западную часть Красноводского полуострова и северную часть Прибалханской депрессии, где воды моря омывали со всех сторон Малый Балхан, и береговая линия близко подходила к восточным склонам Большого Балхана (рис. 8). В северном направлении протягивался длинный и узкий морской залив, располагавшийся вдоль долины Узбоя (Попов, 1956). В восточной части Красноводского полуострова располагался возвышенный участок суши.

В течение регрессии, наступившей после отложения морских акчагыльских пород, территория Красноводского полуострова и Низменных Каракумов находилась значительно выше базиса эрозии и подвергалась воздействию атмосферных агентов. Это обусловило дренирование морских вод из акчагыльских пород и инфильтрацию вод атмосферных осадков, которые могли способствовать образованию соленых и пресных подземных вод.

Характер береговой линии апшеронского моря и неоднородный литологический состав отложений свидетельствуют о различиях в условиях осадкообразования в западной части Красноводского полуострова, которое происходило в прибрежной области мелководного моря. Наличие галечников указывает на привнос их временными поверхностными потоками со стороны Красноводского плато, Куба-Дага и Кюрянынкюре. Аллювиально-пролювиальные отложения этих русел заключали потоки пресных грунтовых вод. Сведений о водоносности апшеронских песков на Красноводском полуострове не имеется. В пределах песков Чильмамедкум к этим отложениям приурочены пресные воды преимущественно хлоридного натриевого состава с повышенным содержанием гидрокарбоната и сульфата (Шевченко, 1959 б).

Следовательно, в конце апшеронской трансгрессии пески были насыщены морской водой; в последующем на многих участках эти отложения были осушены и промыты пресными инфильтрационными водами настолько, что в них на территории Красноводского полуострова могут быть встречены пресные воды. Пестрый литологический состав апшеронских пород (пески, глины, известняки, ракушки, гальки, конгломераты), несогласия в залегании и глубокие размывы, следы которых отмечаются во всех структурах Прибалханского района, свидетельствуют о неустойчивости морского режима в восточной части бассейна и об образовании сложного рельефа дна бассейна. Здесь могли существовать многочисленные острова, отмели и глубокие впадины. Состав апшеронской фауны свидетельствует об опреснении вод моря (Попов, 1956). Следовательно, в Прибалханском районе в апшеронское время осадкообразование происходило в условиях продолжающихся тектонических движений и здесь наряду с морскими породами отлагались и континентальные. Изменчивые условия осадконакопления обуславливали и формирование подземных вод различного состава. Поэтому в нижней части песчано-глинистой толщи, залегающей в Приузбойском районе на глинах акчагыла, наряду со сравнительно пресными водами, сфор-

мировавшимися в континентальных условиях, могут быть встречены и измененные морские соленые воды. На наличие высокоминерализованных вод в прослоях и линзах песков и глинистых песчаников, залегающих в акчагыл-апшеронских глинах в Приузбойском районе, указывает Н. Г. Шевченко («Линзы пресных вод пустыни», 1963). Одновременно Н. Г. Шевченко отмечает, что «наиболее глубокая часть размыта пра-Амударьей акчагыл-апшеронской поверхностью совпадает с центральной частью Приузбойских Каракумов и с песками Черкезли...». В долине Узоя морские апшеронские отложения без видимых несогласий переходят в отложения каракумской свиты, а в Юго-Восточной Туркмении каракумская свита перекрывает пролювиально-аллювиальные отложения елчилекской свиты, формирование которой относят к апшерону. Следовательно, после регрессии акчагылского залива толща песчано-глинистых аллювиальных и пролювиальных осадков выполнила огромное понижение, которое существовало в северной части Юго-Восточной Туркмении и в Низменных Каракумах. Эти отложения содержали инфильтрационные грунтовые воды. Направление стока грунтовых вод соответствовало общему уклону поверхности. Наиболее вероятно, что грунтовые воды пролювиально-аллювиальных отложений были мало минерализованы.

На Красноводском полуострове и в Прибалханском районе после апшеронской трансгрессии моря наступила довольно продолжительная и глубокая апшероно-бакинская регрессия. О длительном и значительном сокращении площади моря свидетельствует не только несогласное залегание бакинских отложений на апшеронских (Ушко, 1962), но и наличие мощной континентальной толщи и существенный перелом в эволюции фауны моллюсков (Федоров, 1957). Во время регрессии территории Прибалханского района и западной части Красноводского полуострова были выведены из-под уровня моря и превращены в область денудации. Понижение уровня Каспийского моря способствовало на Красноводском полуострове развитию ложбин и оврагов, долины которых были выполнены пролювиально-делювиальными осадками и, по-видимому, заключали соленоватые грунтовые воды (рис. 9). В восточной части Западной Туркмении в бакинское время отлагались аллювиальные и пролювиально-делювиальные осадки. Восточнее Малого Балхана в верхнебакинское время находилась приустьевая часть пра-Амударьи.

Хазарский морской бассейн имел несколько большую площадь, чем бакинский, и известняки с бакинской морской фауной перекрываются хазарскими известняками. Воды хазарского морского бассейна были более опресненными, так как с востока в бассейн происходило постоянное обильное поступление речных вод древней Амударьи, несшей через Низменные Каракумы обломочный материал с гор Средней Азии.

Аллювиальные осадки пра-Амударьи содержали пресные грунтовые воды. К морским прибрежным известнякам Красноводского полуострова и делювиально-пролювиальным отложениям у подножий

возвышенностей были приурочены солоноватые грунтовые воды (рис. 10).

По П. В. Федорову (1957), непосредственно перед хвалынской трансгрессией имело место значительное похолодание и увлажнение климата, вызвавшее усиленное поступление пролювиального материала с Большого и Малого Балханов и западных отрогов Копет-Дага и большой приток вод временных поверхностных потоков в

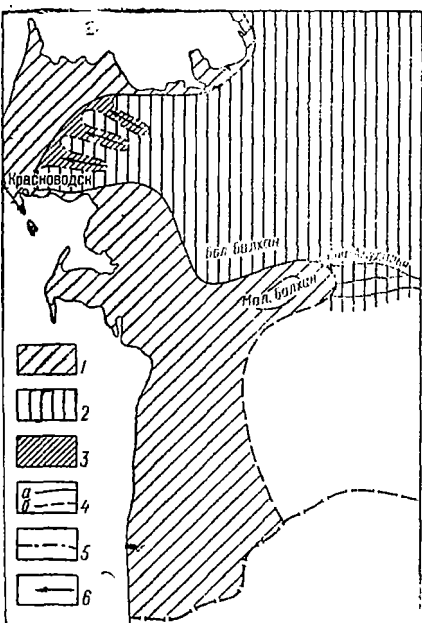


Рис. 9. Палеогидрогеологическая схема Западной Туркмении бакинского времени. Область распространения: 1 — моря, 2 — суши, 3 — солоноватых грунтовых вод в пролювиально-дельтавальных и апиверонских отложениях; 4 — береговая линия моря (по П. В. Федорову, 1957); 5 — установленная, 6 — предполагаемая, 6 — вероятные границы распространения грунтовых вод; 6 — вероятное направление движения грунтовых вод.

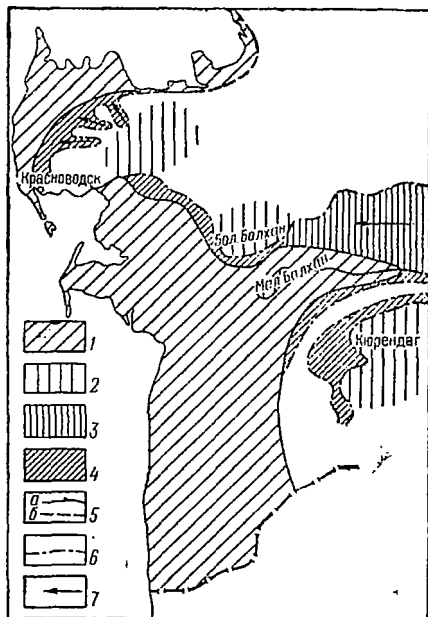


Рис. 10. Палеогидрогеологическая схема Западной Туркмении хазарского времени. Области распространения: 1 — моря, 2 — возвышенных частей суши (областей питания грунтовых вод), 3 — пресных грунтовых вод в аллювиально-дельтовых отложениях нижней части каракумской свиты в районе Яхсанской линзы, 4 — солоноватых грунтовых вод в пролювиальных и в морских прибрежных отложениях бакинского времени у Кюрендага, в Прибалханском районе и на Красноводском полуострове; 5 — береговая линия моря (по П. В. Федорову, 1957); 6 — установленная, 6 — предполагаемая; 6 — вероятные границы распространения грунтовых вод; 7 — вероятное направление движения грунтовых вод.

Каспийское море. В это время бакинские и хазарские известняки были промыты пресными водами, а в аллювиальных и пролювиальных отложениях долин рек и оврагов сформировались мощные поверхностные и подрусловые потоки пресных вод.

Резкое увеличение притока пресных вод суши в море вызвало обширную нижнехвалынскую трансгрессию (рис. 11) и воды пере-

крыли бакинские и хазарские известняки на Красноводском полуострове. У подножий горных возвышенностей в Западной Туркмении морские волны переотлагали накопившиеся перед этим пролювиальные галечники. В период этой трансгрессии на суше продолжались процессы выноса и накопления пролювия пресными водами.

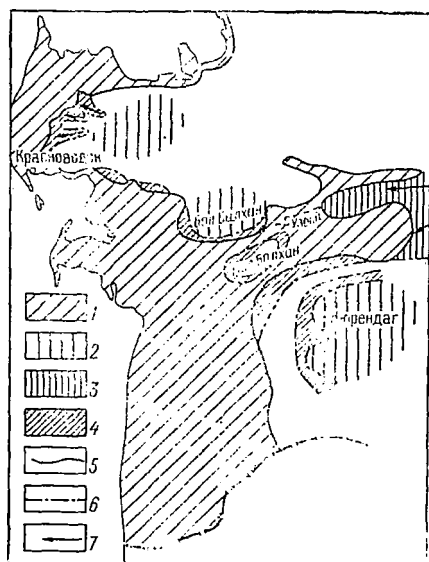


Рис. 11. Палеогидрогеологическая схема Западной Туркмении нижнехвалынского времени

Области распространения: 1 — моря (с опресненной морской водой), 2 — возвышенных частей суши (областей питания грунтовых вод), 3 — пресных грунтовых вод в отложениях каракумской свиты в районе Яхсанской линзы, 4 — солоноватых грунтовых вод в пролювиальных галечниках бакинского, хазарского и нижнехвалынского времени предгорий Большого и Малого Балханов, Красноводского плато и Кюрендага; 5 — береговая линия нижнехвалынского моря (по П. В. Федорову, 1957); 6 — вероятные границы распространения грунтовых вод; 7 — вероятное направление движения грунтовых вод

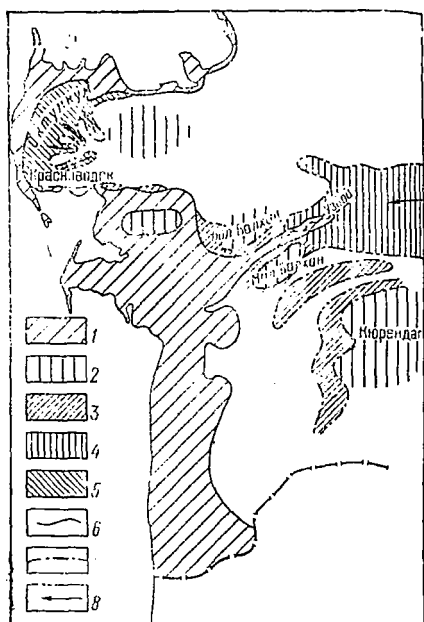


Рис. 12. Палеогидрогеологическая схема Западной Туркмении верхнехвалынского времени

Область распространения: 1 — моря, 2 — возвышенных частей суши (область питания грунтовых вод), 3 — солоноватых грунтовых вод в пролювиальных отложениях бакинского, хазарского и хвалынского времени у Кюрендага и в Прибалханском районе, 4 — пресных и солоноватых грунтовых вод в отложениях каракумской свиты в районе Яхсанской линзы, 5 — пресных и солоноватых грунтовых вод в пролювиальных и морских отложениях бакинского, хазарского и хвалынского времени Красноводского полуострова; 6 — береговая линия моря (по П. В. Федорову, 1957); 7 — вероятные границы распространения пресных и солоноватых грунтовых вод; 8 — вероятное направление движения грунтовых вод

На значительный приток пресных вод в море указывает бедность видового состава и угнетенность фауны моллюсков, что было связано со значительным опреснением вод в прибрежной полосе, обусловленным притоком вод с суши и поступлением в море грубого пролювиального материала.

В период максимальной трансгрессии нижнехвалынского моря в

Приузбойских Каракумах возник обширный морской залив. Образование каракумского морского залива привело к затоплению значительной части Низменных Каракумов. Отложения каракумской свиты были частично переотложены морем. Вся толща этой свиты до абсолютной высоты 45—47 м на территории морского залива была насыщена морской водой, соленость которой, видимо, была ниже современной.

После регрессии моря началось замещение морских вод пресными инфильтрационными. Этот процесс, вероятно, достиг значительной интенсивности и распространился на большую площадь после того как сформировался Узбой — основная дрена района.

Увлажнение климата привело к усилению стока пра-Амударьи, которая в нижнехвалынское время изменила направление своего течения, воды ее потекли на север и затопили плиоценовую Сарыкамышскую впадину. Переполнение впадины водой послужило причиной возникновения Узбоя-реки, вытекавшей из Сарыкамышской впадины и впадавшей в Каспийское море. Формирование Узбоя началось после нижнехвалынской трансгрессии и относится уже к периоду регрессии нижнехвалынского моря, когда уровень понизился на 15—20 м ниже его наиболее высокого стояния (Кесь, 1952).

На Красноводском полуострове в начале нижнехвалынского времени пролювиальные галечники были переотложены морем и образовали серию терасс на абсолютных высотах 15—47 м. Наиболее четко выделяется аккумулятивная песчаная терраса с абсолютной высотой 21—22 м, распространенная в пределах песков Ок-тумкум. В период последующих понижений уровня моря нижнехвалынские отложения и террасы на Красноводском полуострове были размывы или расчленены водами суши на отдельные останцы. Огромные пространства, занятые ранее водами нижнехвалынского моря, осушились и стали ареной деятельности пресных вод суши, что сопровождалось замещением в породах опресненных морских вод пресными инфильтрационными водами. Продолжающаяся регрессия нижнехвалынского моря способствовала понижению базиса эрозии, углублению эрозионных врезов, увеличению мощности зоны циркуляции пресных вод в породах и последующему заполнению долин аллювиально-пролювиальными отложениями. На водораздельных пространствах формировались наземные осадки и происходило перевевание песчаных пород.

Между формированием нижне- и верхнехвалынских осадков была регрессия, в течение которой отложились континентальные осадки, несущие следы пролювиальных процессов, предшествовавших позднехвалынской трансгрессии и связанных с более влажным, по-видимому, прохладным климатом (Федоров, 1957).

Наступившая затем верхнехвалынская трансгрессия занимала меньшую площадь, чем нижнехвалынская (рис. 12), уровень ее не превышал —2 м абсолютной высоты. Песчаные осадки этого возраста имеются в низменной приморской части Красноводского по-

луострова. Верхнехвалынское море ингрессивно заходило в понижение долины Узбоя, вероятно, до района оз. Топиатан.

После верхнехвалынской трансгрессии море отступило на запад и уровень его понизился до отметки -50 м (Федоров, 1957). Такое значительное снижение уровня моря сопровождалось на суше углублением и удлинением существовавших рек и оврагов, заложением новых русел и увеличением пролювиального сноса. В это время глубина размыва осадков и мощность зоны циркуляции подземных вод были максимальными и даже в прибрежной части превышали $50-80$ м. В течение континентального периода произошло расчленение пород глубокооврезанными долинами, что облегчало отток из них морских сингенетических вод и способствовало промыванию пород пресными водами. По-видимому, в этот период в прибрежную зону бассейна с суши поступали значительные массы пресной воды, которые опресняли морские воды.

Сток по Узбою прекратился в период новокаспийской трансгрессии, что было вызвано понижением уровня Сарикамышского озера в связи с поворотом течения Амударьи на север, в Аральское море. Узбой представляет собой геологически очень молодую долину, являющуюся на большом протяжении эрозионной, в низовьях долина аккумулятивная. Формирование долины в верховьях и в среднем течении большую часть времени происходило в условиях резкого понижения базиса эрозии, связанного со снижением уровня хвалынского моря за это время на $50-55$ м. В низовья долины распространялся подпор, обусловленный трансгрессиями моря в нижнехвалынское и новокаспийское время; здесь преобладала аккумуляция осадков (Кесь, 1952).

Вся сумма геоморфологических данных показывает, по А. С. Кесь, что сток воды по Узбою прекратился не менее $2-3$ тыс. лет назад. Это же полностью подтвердилось археологическими изысканиями С. П. Толстова (1960).

Различное строение долины Узбоя обусловило и различие в степени дренированности прилегающих территорий: глубокооврезанная долина в среднем течении дренирует грунтовые воды, залегающие на глубине $20-30$ м от поверхности земли; в низовьях долина геоморфологически не выражена и дно ее покрыто солончаками.

В период новокаспийской трансгрессии уровень моря поднялся до отметки минус $21-22$ м и затопил прибрежную часть Красноводского полуострова и приустьевые части долины Узбоя и оврагов (рис. 13). Затопленные морем ложбины стока отчетливо прослеживаются с самолета вдоль побережья Каспийского моря у Красноводского полуострова. Возможно, что к этим долинам в западной части Красноводского полуострова и приурочены линзы пресных вод.

В западной части Красноводского полуострова в течение позднехвалынской регрессии и новокаспийского времени хвалынские пески перевеивались и в результате сформировался бугристо-грядовый рельеф эоловых песков.

В западной части Низменных Каракумов эоловые процессы начали господствовать после регрессии Каракумского залива.

Вопросы синхронизации четвертичных отложений обширных равнинных пространств Средней Азии очень сложны, и существующий уровень знаний не позволяет провести довольно полное сопоставление осадков плиоцен-четвертичного времени различных районов. Особенно сложным является сопоставление морских отложений, развитых на западе Туркмении, и континентальных осадков, широко распространенных в Юго-Восточной Туркмении, Кызылкумах и Муюнкуме.

В северной части Юго-Восточной Туркмении в олигоцене — среднем миоцене существовала низменная аллювиальная равнина, а временами и опресненный мелководный бассейн. В верхнем миоцене — среднем плиоцене здесь была обширная аллювиально-дельтовая равнина, образованная отложениями пра-Амударьи, пра-Зеравшана и других рек, стекавших с Тянь-Шаня (Амурский и др., 1961).

Пра-Амударья протекала с юго-востока на северо-запад через все обширное пространство Каракумов от Юго-Восточной Туркмении до Каспийского моря. В пределах Юго-Восточной Туркмении древняя Амударья, видимо, принимала большое количество временных потоков, стекавших с Бадкхыза и Карабиля. Большая мощность пролювиально-иллювиальных осадков свидетельствует о длительности периода их отложения, а песчаный и галечно-щебенчатый состав (Амурский, 1960а) и близость Паропамиза, вершины которого находятся в условиях более влажного климата, позволяют предположить, что поступление вод в толщи пролювия было значительным. Вполне вероятно, что в Юго-Восточной Туркмении на отдельных

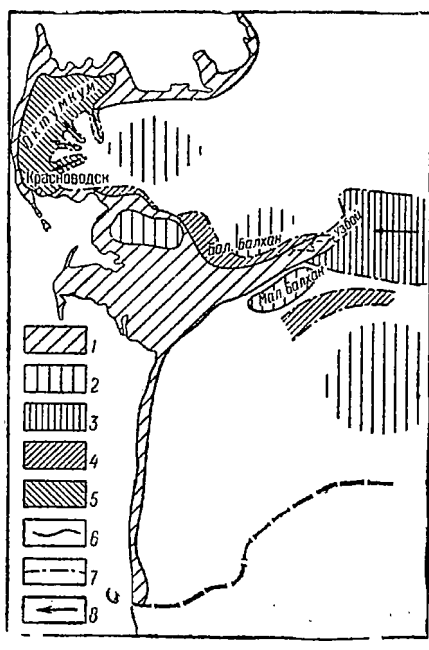


Рис. 13. Палеогидрогеологическая схема Западной Туркмении новокаспийского времени

Область распространения: 1 — моря, 2 — возвышенных частей суши (областей питания грунтовых вод), 3 — пресных и солоноватых грунтовых вод в отложениях каракумской свиты и в хвалынских отложениях в районе Ясханской линзы, 4 — пресных и солоноватых грунтовых вод в пролювиальных отложениях бакинского, хазарского, хвалынского и новокаспийского времени Прибалханского района и Кюргендзага; 5 — пресных и солоноватых вод с пролювиальных и морских отложениях бакинского, хазарского, хвалынского и новокаспийского времени Красноводского полуострова; 6 — береговая линия моря (по П. В. Федорову, 1957); 7 — вероятные границы распространения грунтовых вод; 8 — вероятное направление движения грунтовых вод

наиболее прогнутых или размытых участках в аллювиальных отложениях древней Амударьи и в пролювиально-аллювиальных осадках предгорий Бадхыза и Карабиля имеются остатки вод русловых потоков.

В Кызылкумской впадине в палеоцене и эоцене было море, где отлагалась мощная глинистая толща с прослоями известняков, мергелей и песчаников. В результате поднятия Тянь-Шаня в нижнем и среднем олигоцене в восточной части Средней Азии морской бассейн значительно сократился. Территорию Кызылкумов и Муңкума море покинуло в середине — конце олигоцена, после чего началось накопление континентальных красноцветных осадков. Климат в это время был, по М. А. Грамм (1963), жарким и аридным, хотя и более влажным, чем в последующие времена. Впадины в олигоценовых и мезозойских породах заполнялись водой и образовывали изолированные бессточные озера. Единой речной системы не существовало и поверхностный сток осуществлялся по многочисленным руслам; потоки не имели постоянного режима.

В миоцене тектонические движения на территории Тянь-Шаня усилились, климат стал еще более влажным и это привело к переполнению водой замкнутых котловин, переливу вод из одной в другую, а после прорыва ряда котловин Тянь-Шаня и спуска вод из крупнейшей из них — Иссыккульской — возникла Сырдарья. Начало существования Сырдарьи, протекавшей по равнине Кызылкумов, относят к среднему плиоцену (Грамм, 1963). Наиболее благоприятные условия для формирования пресных грунтовых вод на территории Восточных Кызылкумов в плиоцен-четвертичное время существовали на участках озер и долин поверхностных потоков.

Область Чуйской впадины в верхнеплиоценовое и четвертичное время характеризуется общей тенденцией к погружению (Елисеев, 1961). Четвертичные и эоплейстоценовые отложения представлены исключительно континентальными осадками, в которых В. И. Елисеев (1961) выделил следующие генетические группы: 1) русловых водных потоков (аллювий и пролювий); 2) преимущественно озерных отложений; 3) эоловых перевеянных песков; 4) солончково-такырных пород; 5) элювиально-делювиальных отложений. Аллювиальные осадки широко развиты по левобережью р. Чу, где они образуют обширный песчаный массив Муңкум. В этих осадках на протяжении верхнего плиоцена и четвертичного времени формировались пресные грунтовые воды. Наличие хорошо промытых песчано-глинистых озерных и озерно-аллювиальных отложений кеншагырской свиты позволяет считать, что в них были заключены пресные подозерные воды. Интенсивные поднятия Тянь-Шаня в конце эоплейстоцена — начале нижнего плейстоцена обусловили спуск вод эоплейстоценового озерного бассейна и заложение р. Чу в южной части Чуйской впадины. В течение нижнего плейстоцена на территории песков Муңкум р. Чу была отложена муңкумская песчано-глинистая свита, перекрывшая осадки кеншагырской свиты.

Значительная мощность осадков муюнкумской свиты (до 145 м) свидетельствует об относительной многоводности р. Чу в нижнеплейстоценовое время. Последующие тектонические поднятия Тянь-Шаня привели к глубокому эрозионному врезу р. Чу, в результате которого русло ее переместилось к северо-востоку, а песчаные отложения муюнкумской свиты образовали террасу и начали переувеваться. После перемещения русла р. Чу к северо-востоку подрусловые воды ее в отложениях муюнкумской свиты и воды, оставшиеся после спуска озера в осадках кеншагырской свиты, образовали поток грунтовых вод, который в среднеплейстоценовое время частично дренировался р. Чу.

Дальнейшие врез и перемещение р. Чу к северо-востоку, которые имели место в среднеплейстоценовое и голоценовое время (Елисеев, 1961) в северо-восточной части песков Муюнкум, привели к отложению прислоненных аккумулятивных террас и способствовали образованию единого горизонта грунтовых вод в аллювиальных и озерно-аллювиальных отложениях эоплейстоцена, плейстоцена и голоцена (рис. 14), верхняя часть которого дренировалась р. Чу. Интенсивное перевевание песчаных аллювиальных отложений плейстоцена привело к образованию крупных песчаных гряд и бугров, чередующихся с долинообразными понижениями и котловинами, которые также частично дренируют грунтовые воды песчаного массива Муюнкум. Отсутствие выцветов солей и соляных корок по «берегам» многочисленных озер, имеющих в песках Муюнкум, свидетельствует, что грунтовые воды очень мало минерализованы.

Климат пустынь Средней Азии и Казахстана в течение четвертичного времени не был постоянным: периоды увлажнения и похолодания сменялись сухими и жаркими сезонами, но в целом кли-

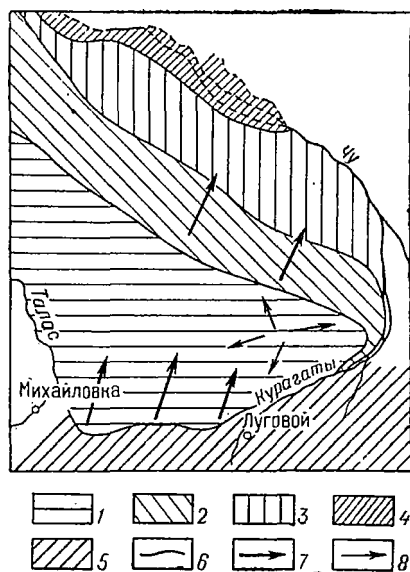


Рис. 14. Палеогидрогеологическая схема Восточного Муюнкума плейстоцен-голоценового времени

Область распространения грунтовых вод в аллювиальных и эоловых отложениях: 1 — нижнего плейстоцена (муюнкумская свита), 2 — среднего плейстоцена (Шошкаулгенская свита), 3 — верхнего плейстоцена (саройская свита), 4 — голоцена (чуйская свита); 5 — область распространения грунтовых вод в нижнеплейстоценовых пролювиальных отложениях; 6 — границы между свитами (по В. И. Елисееву, 1961); 7 — региональное направление движения грунтовых вод в плейстоценовых и голоценовых отложениях; 8 — местное направление движения грунтовых вод в нижнеплейстоценовых отложениях (муюнкумская свита)

матические условия не выходили за пределы условий пустынного и пустынно-степного климата, близкого к современному.

Однако значительный пролювиальный вынос материала с горных возвышенностей и трансгрессии Каспийского моря в плиоцен-четвертичное время свидетельствуют о периодах увлажнения Туранской низменности. Для горной части Средней Азии и Восточного Казахстана в настоящее время можно считать доказанным наличие двух значительных оледенений в четвертичном периоде (Трофимов, 1970). С таянием этих ледников, по-видимому, и были связаны трансгрессии Каспийского моря (Федоров, 1957) и образование мощных транзитных рек Туранской низменности (Федорович, 1952).

Таким образом, в плиоцен-четвертичное время на рассматриваемой территории грунтовые воды формировались в различных условиях. В западной части Туркмении в этот период имела место неоднократная смена морского и континентального режимов, в Восточных Кызылкумах и Восточном Муюнкуме были континентальные условия. В континентальные периоды на западе Туркмении происходило частичное дренирование грунтовых вод морского генезиса и промывание морских осадков водами поверхностного и грунтового стока, что на отдельных участках могло привести к образованию пресных и слабо солоноватых грунтовых вод в морских и континентальных отложениях. В восточных районах наличие озерных и речных бассейнов сопровождалось формированием подрусловых и подозерных пресных вод.

Глава III

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ЛИНЗ ПРЕСНЫХ ВОД

ОПЫТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ ПОРОД

Опытные лабораторные работы по последовательному выщелачиванию образцов пород были поставлены для выяснения, в результате каких процессов изменяется состав растворов при фильтрации через породы. Опыты проводились на образцах каракумской свиты, взятых по разрезу из трех скважин, которые были пробурены на участках распространения различно минерализованных грунтовых вод в районе Ясханской линзы.

Работы выполнены по методике А. И. Силина-Бекчурина (1956). Исходными растворами являлись: 1) дистиллированная вода — аналог конденсационной воды; 2) искусственные растворы, близкие к составу дождевой воды. Состав этих растворов приведен в табл. 12.

Таблица 12

Состав искусственных растворов для последовательного
выщелачивания пород в мг/л

Раствор	Минерализация, г/л	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+
Д ₁	0,114	54,9	17,3	10,6	12,2	3,2	15,9
Д ₂	0,099	50,0	21,8	1,8	9,6	4,1	11,5
Д ₃	0,081	33,5	22,6	2,1	3,4	1,5	17,9

Для опытов из каждого образца с нарушенной структурой в воздушно-сухом состоянии были взяты 2 навески по 100 г. Одна навеска использовалась для опыта, в котором исходным раствором являлась дистиллированная вода, другая — в опыте, где в качестве исходного был взят искусственный раствор типа дождевой воды.

Из образцов по разрезам скв. 2-г и 7-г было отобрано по 24 навески и из скв. 17-г 20 навесок. Состав образцов: песок, супесь, алевроит, суглинок, глина. Глубина отбора образцов 0,2—80 м от поверхности земли. Мощность зоны аэрации 36,3—39,5 м.

Навеска помещалась в стеклянный цилиндр с двумя тубусами. Чтобы избежать защемления воздуха в порах породы, раствор,

которым проводилось выщелачивание образца, подводился к цилиндру через нижний тубус. Раствор, образующийся в процессе опыта, постепенно сливался через тубус в верхней части цилиндра. После окончания фильтрации через первый образец из полученного раствора отбиралась проба (100 г) для определения химического состава раствора, оставшийся раствор фильтровался через следующий образец и так до последнего образца, взятого из разреза этой скважины.

Объем исходного раствора для каждого опыта составлял 10 л. Длительность фильтрации раствора через одну навеску породы изменялась от 3—4 ч до нескольких суток в зависимости от литологического состава породы.

Выщелачивание пород дистиллированной водой

Минерализация и ионный состав растворов выщелачивания приведены в табл. 13 и показаны на рис. 15.

Выщелачивание образцов пород, взятых по разрезу скв. 7-г с глубины 0,2—80 м, выполнено на 12 навесках образцов (песок, суглинки, глина). Мощность зоны аэрации 39,5 м. В верхней части водоносного горизонта (до глубины 57 м) залегает пресная вода с минерализацией 0,8 г/л. Ниже минерализация увеличивается: на глубине 62,8 м она равна 1,7 г/л, на глубине 71,3 м — 7,3 г/л. Для этого опыта характерны: 1) постепенное незначительное увеличение минерализации растворов в основном за счет концентраций ионов кальция и гидрокарбоната при выщелачивании образцов пород верхней части зоны аэрации до глубины 15,2 м; 2) значительное повышение минерализации и содержания ионов кальция, натрия, гидрокарбоната и сульфата в растворе 1—20 после выщелачивания обр. 20 (суглинок) зоны аэрации; 3) плавное увеличение минерализации и концентрации ионов в растворах в результате выщелачивания образцов пород из нижней части зоны аэрации (с глубины 22,5 м) и верхней части водоносного горизонта (до глубины 66 м); увеличение концентрации всех ионов происходило очень незначительно и примерно с одинаковой интенсивностью (см. рис. 15, а); 4) резкое повышение минерализации и концентрации ионов натрия, хлора, сульфата и магния в растворах после выщелачивания обр. 75, 77 и 87 из нижней части водоносного горизонта; 5) концентрация ионов хлора в растворах выщелачивания образцов зоны аэрации водоносного горизонта (до глубины 81 м) была значительно меньше концентрации ионов сульфата (см. табл. 13, рис. 15, а).

В течение опыта состав растворов изменялся от гидрокарбонатного кальциевого через сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый в сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридный натриевый¹.

¹ Название растворов дано в порядке возрастания содержания ионов, превышающего 25% мг-экв.

По классификации О. А. Алекина первые два раствора выщелачивания относились к I, все последующие — ко II типу.

Выщелачивание образцов пород, взятых по разрезу скважины 2-г с глубины 0,2—78 м, проведено на 12 навесках образцов (песок, алевроит, супесь, глина). Мощность зоны аэрации 36,7 м. Минерализация грунтовой воды с глубиной изменяется: на глубине 37 м она равна 1,9 г/л, на глубине 71,4 м достигает 4,1 г/л. При выщелачивании образцов пород зоны аэрации увеличивались минерализация и концентрация ионов постепенно. Более значительное повышение минерализации раствора было отмечено при выщелачивании обр. 39 (супесь) из верхней части водоносного горизонта и обусловлено в основном возрастанием содержания ионов кальция, натрия, гидрокарбоната и сульфата. Дальнейшее увеличение минерализации происходило в результате повышения концентраций ионов натрия, сульфата и хлора. Значительное возрастание содержания этих ионов при выщелачивании обр. 80 (глина) из нижней части водоносного горизонта привело к увеличению минерализации раствора на 0,08 г/л (см. табл. 13, рис. 15, б). Изменение состава растворов в процессе опыта: от гидрокарбонатного кальциевого к сульфатно-гидрокарбонатному кальциево-натриевому и хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатному натриевому. Растворы относятся к I и II типам.

Выщелачивание образцов пород, взятых по разрезу скважины 17-г с глубины 1—51 м, выполнялось на 10 навесках (песок, глина). Мощность зоны аэрации 36,3 м. Минерализация грунтовой воды в верхней части водоносного горизонта 3,7 г/л, на глубине 51 м — 6,1 г/л.

Особенностями состава растворов выщелачивания в этом опыте являются: 1) содержание ионов хлора (мг-экв) почти на всем протяжении опыта несколько больше, чем ионов сульфата; 2) концентрации ионов натрия и сульфата резко увеличились в результате выщелачивания обр. 35 (глина) из нижней части зоны аэрации; 3) минерализация раствора и концентрации ионов натрия, магния, сульфата и хлора были максимальными после выщелачивания обр. 48 (песок) из водоносного горизонта (см. табл. 13, рис. 15, в).

Состав растворов изменялся от гидрокарбонатного, кальциевого к хлоридно-гидрокарбонатному кальциево-натриевому. Преобладали растворы I типа.

Выщелачивание пород искусственными растворами, близкими к составу дождевой воды

Выщелачивание образцов пород, взятых по разрезу скважины 7-г. Исходным являлся гидрокарбонатный кальциево-натриевый раствор Д₁ с минерализацией 0,11 г/л. Обращает на себя внимание резкое увеличение минерализации и концентраций ионов в растворах выщелачивания образцов верхней части зоны

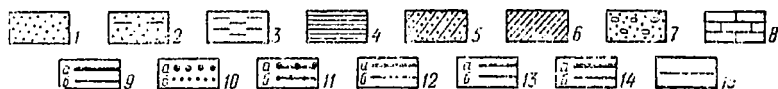
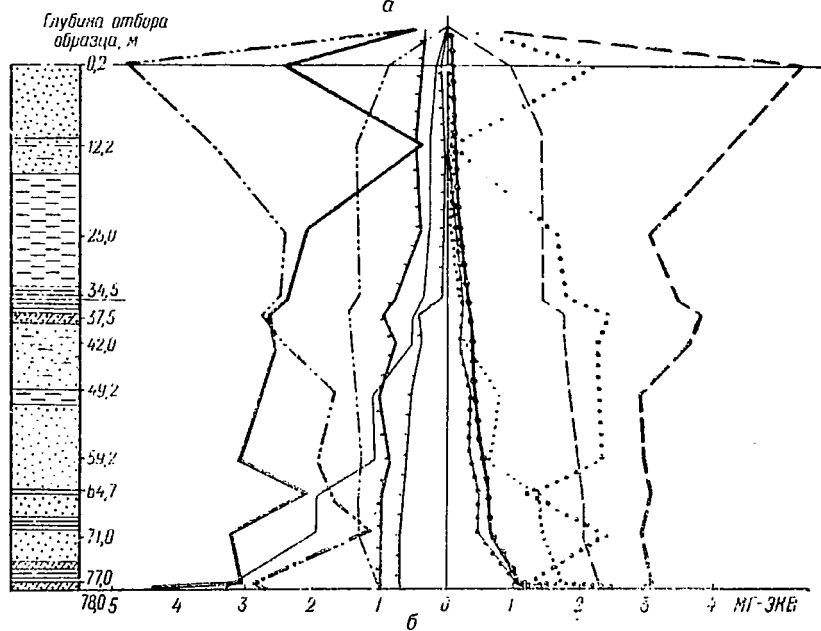
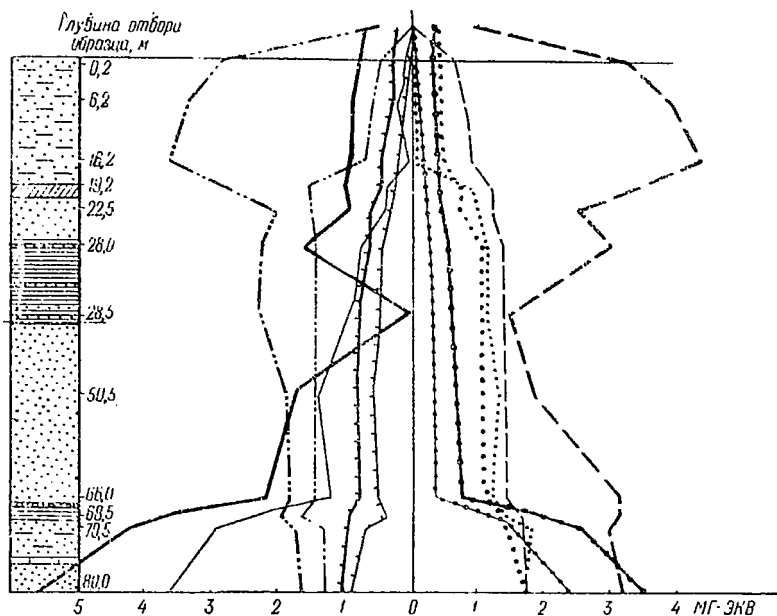
Состав растворов, полученных при

последовательном выщелачивании пород, в мг/л

Исходный раствор—дистиллированная вода									
раствор выщелачивания	номер и состав образца	глубина отбора образца, м	минерализация, г/л	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{+}	Mg^{2+}	Na^{+}
Скв. 7-г									
I-1	1, песок	0,2	0,052	36,6	0,8	1,4	10,6	0,0	2,8
I-7	7, песок	6,2	0,069	45,7	3,7	1,8	12,4	0,6	4,8
I-16	16, песок	15,2	0,082	54,9	2,5	4,6	14,5	2,9	2,8
I-20	20, суглинок	19,0	0,165	68,3	46,1	6,4	30,9	3,5	9,9
I-24	24, песок	22,5	0,173	73,2	46,9	6,7	30,9	4,6	10,3
I-30	30, глина	28,0	0,197	82,3	52,8	9,2	29,3	5,6	18,2
I-43	43, песок	38,5	0,207	85,4	53,1	12,6	28,9	5,8	21,6
I-56	56, песок	50,5	0,224	88,4	60,5	14,2	28,9	7,0	25,1
I-72	72, песок	66,0	0,227	88,4	59,2	16,6	28,9	5,8	28,3
I-75	75, глина	68,5	0,303	102,5	66,6	44,0	33,1	4,2	53,1
I-77	77, песок	70,5	0,346	103,7	85,5	53,9	27,1	8,7	67,4
I-87	87, песок	80,0	0,393	106,7	83,5	82,6	26,1	11,1	83,0
Скв. 2-г									
II-1	1, песок	0,2	0,087	61,0	3,7	0,7	18,2	0,6	3,2
II-13	13, песок	12,2	0,125	85,4	4,9	2,8	26,8	0,0	5,5
II-26	26, алевроит	25,0	0,123	79,3	5,3	5,3	26,0	1,2	6,0
II-36	36, глина	34,5	0,129	79,3	7,8	6,7	26,2	1,2	7,8
II-39	39, супесь	37,5	0,178	106,7	18,1	8,1	28,8	5,2	11,3
II-43	43, песок	42,0	0,184	109,8	18,9	8,9	28,8	5,7	12,2
II-51	51, алевроит	49,2	0,222	112,8	37,4	12,8	26,8	6,6	25,5
II-62	62, песок	59,2	0,225	122,0	31,7	12,8	26,5	7,4	25,1
II-67	67, глина	64,7	0,291	125,0	69,9	16,3	26,1	8,2	45,5
II-74	74, песок	71,0	0,291	125,1	69,1	17,0	26,0	8,7	44,8
II-80	80, глина	77,0	0,371	137,2	84,3	41,5	20,2	8,8	79,1
II-81	81, супесь	78,0	0,365	134,2	75,7	47,3	21,2	8,1	78,0
Скв. 17-г									
III-1	1, песок	1,0	0,087	61,0	4,1	1,1	18,2	1,7	1,4
III-8	8, песок	8,0	0,106	67,1	8,6	3,2	19,2	1,2	7,1
III-12	12, песок	12,0	0,113	73,2	6,6	4,6	22,2	1,7	5,1
III-19	19, глина	19,0	0,138	80,5	7,4	12,4	22,2	1,2	14,0
III-28	28, песок	28,0	0,162	94,5	7,0	15,6	21,2	2,3	20,5
III-35	35, глина	35,0	0,258	109,8	54,3	21,3	19,2	5,8	48,1
III-37	37, песок	37,0	0,217	108,6	21,4	25,9	17,2	4,6	39,6
III-43	43, песок	43,0	0,222	109,8	21,8	27,3	17,2	4,6	40,9
III-48	48, песок	48,0	0,284	115,9	56,4	29,1	18,2	4,1	60,7
III-51	51, песок	51,0	0,253	122,0	25,9	31,9	19,2	3,4	50,4

Аналитик Т. Ф. Губина.

Исходный раствор—дождевая вода (искусственная)							
раствор выщелачивания	минерализация, г/л	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺
Д ₁ -1	0,301	195,2	16,5	11,7	55,6	3,8	18,2
Д ₁ -7	0,355	231,8	19,7	12,0	67,5	3,5	20,7
Д ₁ -16	0,396	262,3	18,9	13,8	73,3	5,7	21,9
Д ₁ -20	0,333	198,2	33,7	14,9	57,8	5,7	23,0
Д ₁ -24	0,274	155,5	32,9	14,9	41,0	7,9	22,1
Д ₁ -30	0,342	183,0	48,1	19,5	45,4	7,5	38,4
Д ₁ -43	0,214	88,4	49,8	20,6	46,0	9,4	0,0
Д ₁ -56	0,331	170,8	50,2	22,0	37,5	10,2	40,4
Д ₁ -72	0,368	189,1	55,1	26,2	37,3	10,1	50,4
Д ₁ -75	0,453	189,1	67,5	69,8	38,5	11,7	82,6
Д ₁ -77	0,483	179,9	70,8	88,6	34,7	11,7	97,3
Д ₁ -87	0,581	195,2	83,7	124,1	33,7	12,9	131,0
Д ₂ -1	0,588	323,3	105,3	3,5	95,4	4,6	56,3
Д ₂ -13	0,347	256,2	1,6	4,2	69,3	5,8	9,4
Д ₂ -26	0,373	186,0	79,4	6,4	48,1	4,6	48,3
Д ₂ -36	0,421	210,5	87,2	10,3	49,1	8,8	54,7
Д ₂ -39	0,463	207,4	118,1	12,4	53,9	10,4	61,2
Д ₂ -43	0,427	189,1	107,4	14,2	49,0	9,1	58,4
Д ₂ -51	0,416	176,9	109,4	16,3	37,5	12,3	63,2
Д ₂ -62	0,431	179,9	113,5	18,8	38,4	10,4	70,4
Д ₂ -67	0,362	186,0	58,4	21,3	34,6	12,3	49,0
Д ₂ -74	0,435	176,9	114,4	23,0	33,6	12,3	74,5
Д ₂ -80	0,367	186,0	59,6	41,1	27,8	12,3	70,1
Д ₂ -81	0,489	170,8	119,3	55,7	27,0	11,7	104,4
Д ₃ -1	0,313	213,5	17,3	3,9	60,6	4,1	13,8
Д ₃ -8	0,317	213,5	20,1	3,9	58,7	5,2	15,4
Д ₃ -12	0,326	216,5	20,1	6,0	56,9	3,4	23,2
Д ₃ -19	0,339	213,5	25,1	12,4	54,3	4,6	29,4
Д ₃ -28	0,306	183,0	25,1	16,7	44,3	4,6	32,2
Д ₃ -35	0,343	186,0	38,7	23,8	41,5	3,5	49,9
Д ₃ -37	0,338	176,9	39,1	28,4	34,7	6,2	52,2
Д ₃ -43	0,337	179,9	34,5	29,8	33,7	6,4	53,0
Д ₃ -48	0,430	176,9	98,7	32,3	31,3	9,1	81,6
Д ₃ -51	0,363	176,9	46,9	35,8	33,7	4,6	65,1



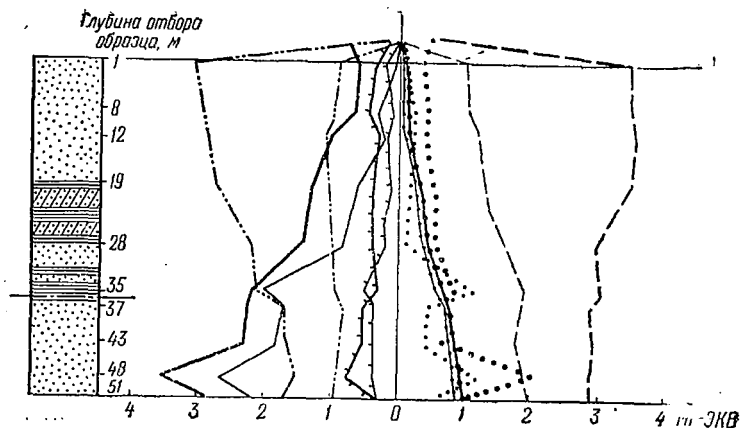


Рис. 15. Изменение концентраций ионов в растворах, полученных при опытном последовательном выщелачивании пород каракумской свиты Ясханской линзы

a — скв. 7-г; *б* — скв. 2-г; *в* — скв. 17-г.
1 — песок, 2 — песок алевроитоглинистый, 3 — алевроит, 4 — глина, 5 — супесь, 6 — суглинок, 7 — гравийно-галечные отложения, 8 — песчанник; концентрации ионов: 9 — гидрокарбоната, 10 — сульфата, 11 — хлора, 12 — кальция, 13 — магния, 14 — натрия (для 10—14: *a* — изменения концентраций ионов в растворах, полученных при выщелачивании пород дистиллированной водой, *б* — то же, искусственным раствором типа дождевой воды); 15 — уровень грунтовых вод

аэрации. Особенно сильно повышается содержание ионов кальция и гидрокарбоната. После выщелачивания обр. 30 (глина) содержание этих ионов намного уменьшилось, но значительно возросла концентрация ионов натрия в растворе Д₁-30, минерализация которого была 0,34 г/л. В результате фильтрации этого раствора через обр. 43 (песок) из нижней части зоны аэрации был получен раствор с минерализацией 0,21 г/л. Характерной особенностью его являлось отсутствие ионов натрия и низкая концентрация ионов гидрокарбоната.

Выщелачивание образцов пород из водоносного горизонта сопровождалось постепенным увеличением минерализации, которое было вызвано в основном повышением концентраций ионов натрия и гидрокарбоната (см. табл. 13, рис. 15, *a*). Наиболее значительное возрастание минерализации и содержания ионов натрия, хлора и сульфата отмечалось в растворах после выщелачивания обр. 75, 77 и 87 из нижней части водоносного горизонта. Минерализация последнего раствора после выщелачивания 12 образцов составила 0,58 г/л. В процессе выщелачивания состав растворов изменялся от гидрокарбонатного кальциевого к хлоридно-гидрокарбонатному кальциево-натриевому и гидрокарбонатно-хлоридному натриевому. Это растворы I и II типов.

Выщелачивание образцов пород, взятых по разрезу скважины 2-г. Исходным для выщелачивания этих образцов был раствор Д₂ с минерализацией 0,1 г/л. Состав его суль-

фатно-гидрокарбонатный магниевый-кальциевый-натриевый. Отличительной особенностью этого опыта являлась максимально высокая минерализация (0,59 г/л) раствора Д₂-1 после выщелачивания обр. 1 (песок) из верхней части зоны аэрации, обусловленная в основном высокими концентрациями ионов кальция, натрия, сульфата и гидрокарбоната (см. табл. 13, рис. 15, б). Характерно и последующее резкое снижение минерализации (до 0,35 г/л) и содержания перечисленных выше ионов в растворе Д₂-13.

Изменение концентрации ионов в растворе Д₂-13 по отношению к раствору Д₂-1

Ион	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+
Мг-экв	-1,1	-2,16	+0,02	-1,30	+0,1	-2,04

Указанные изменения произошли в результате: 1) выпадения в осадок CaCO_3 ; 2) растворения CaCO_3 , MgCO_3 и NaCl ; 3) обменно-адсорбционных процессов между растворами и породой.

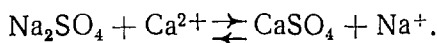
Проверим справедливость предполагаемых реакций по балансу. Так, содержание HCO_3^- уменьшилось на 1,1 мг-экв в результате:

1) выпадения в осадок $\text{Ca}(\text{HCO}_3^-)_2$	-1,3 мг-экв
2) растворения $\text{Mg}(\text{HCO}_3^-)_2$	+0,1 »
3) растворения NaHCO_3	+0,1 »
	-1,1 мг-экв

Уменьшение концентрации SO_4^{2-} на 2,16 мг-экв обусловлено обменной реакцией между Na_2SO_4 раствора и породой. В растворе появился CaSO_4 , который выпал в осадок. Концентрация Cl^- в растворе увеличилась вследствие растворения NaCl . Содержание Ca^{2+} уменьшилось в результате выпадения в осадок $\text{Ca}(\text{HCO}_3^-)_2$. Увеличение концентрации Mg^{2+} было вызвано растворением $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$. Содержание Na^+ в растворе уменьшилось на 2,04 мг-экв вследствие:

1) растворения NaCl концентрация Na^+ в растворе увеличилась на	+0,02 мг-экв
2) растворения NaHCO_3 концентрация Na^+ в растворе увеличилась на	+0,1 мг-экв
3) обменных реакций Na_2SO_4 с породой из раствора было поглощено Na^+	-2,16 мг-экв
	-2,04 мг-экв

Рассмотрим возможность обменных реакций между раствором и воздушно-сухой породой. Обмен катионами между раствором нейтральной соли и достаточно хорошо фильтрующей породой должен протекать в эквивалентных количествах и в данном случае идти по схеме



Возможность обмена определяется (Горбунов, 1948) по соотношению

$$\frac{x \sqrt{V_{Ca}}}{x \sqrt{V_{Na}}} > \frac{\sqrt{c_{Ca^{2+}}}}{\sqrt{c_{Na^{+}}}},$$

где x — количество адсорбированных породой катионов;

c — концентрация катионов в растворе.

Обмен катионов между породой и раствором возможен, если левая часть неравенства больше правой. Обр. 13, представляющий собой алевроито-глинистый песок, содержал в поглощенном комплексе 1 мг-экв Ca^{2+} и 0,03 мг-экв Na^{+} . В выщелачивающем растворе Д₂-1 было 2,45 мг-экв Na^{+} и 4,76 мг-экв Ca^{2+} . Таким образом, для данного случая значение левой части неравенства более чем в 7 раз превышает значение правой, т. е. соотношение между количествами поглощенных обменных кальция и натрия в породе намного выше, чем соотношение этих катионов в растворе. Это позволяет полагать, что обмен между натрием раствора и поглощенным кальцием породы возможен.

В процессе выщелачивания обр. 26 был сформирован раствор Д₂-26 с более высокой минерализацией (0,37 г/л). Одновременно концентрации ионов кальция и гидрокарбоната значительно понизились, а ионов натрия и сульфата возросли.

Выщелачивание обр. 36 (глина) из нижней части зоны аэрации и обр. 39 (супесь) из верхней части водоносного горизонта обусловило увеличение минерализации и содержания ионов кальция, натрия, магния, сульфата и гидрокарбоната. Минерализация и концентрации ионов растворов выщелачивания образцов водоносного горизонта то увеличивались, то снижались. Это, вероятно, было обусловлено изменениями в степени засоленности пород, которые отражают колебания в величине минерализации грунтовых вод с глубиной. Минерализация последнего в этом опыте раствора после выщелачивания 12 образцов составила 0,49 г/л и была на 0,1 г/л меньше минерализации первого раствора. Изменения состава растворов: от сульфатно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого к сульфатно-гидрокарбонатному натриевому. Растворы относятся к I и II типам, преобладает I тип.

Выщелачивание образцов пород, взятых по разрезу скв. 17-г. Минерализация исходного раствора Д₃ 0,08 г/л, состав сульфатно-гидрокарбонатный натриевый. В процессе выщелачивания обр. 1 минерализация раствора возросла до 0,31 г/л, наибольшие концентрации отмечены для ионов кальция, гидрокарбоната и сульфата. Последовательная фильтрация растворов через образцы зоны аэрации сопровождалась незначительными колебаниями их минерализации; концентрации ионов кальция и гидрокарбоната уменьшались, а ионов натрия, хлора и сульфата увеличивались. Несколько большие изменения отмечены при выщелачивании образцов водоносного горизонта: минерализация растворов состав-

ляла 0,34—0,43 г/л, значительно увеличились концентрации ионов натрия и хлора, а ионов кальция и гидрокарбоната понизились. Состав растворов в процессе опыта изменялся от гидрокарбонатного кальцевого к гидрокарбонатному кальцево-натриевому. Растворы относятся к типу I.

Таким образом, в процессе выщелачивания пород зоны аэрации дистиллированной водой формируются гидрокарбонатные кальцевые, сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальцевые или кальцево-натриевые растворы с минерализацией 0,13—0,26 г/л.

Растворы, образовавшиеся при выщелачивании пород зоны аэрации искусственными растворами типа дождевых вод, имели гидрокарбонатный кальцево-натриевый и сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальцевый состав. Минерализация их 0,21—0,42 г/л. Более низкая минерализация растворов в опытах выщелачивания дистиллированной водой обусловлена относительно меньшей растворимостью солей в дистиллированной воде по сравнению с растворимостью их в искусственных растворах, близких к составу дождевой воды.

Увеличение минерализации и изменение химического состава растворов при выщелачивании пород верхней части водоносного горизонта происходит в результате повышения концентраций ионов натрия, хлора и сульфата. Это обусловлено растворением вторичных солей в породах, отобранных на тех участках, где соленые грунтовые воды распространены в верхней части водоносного горизонта (скв. 2-г, 17-г). В пределах линзы пресных вод (скв. 7-г) минерализация растворов после выщелачивания пород зоны аэрации и верхней части водоносного горизонта примерно одинакова, но несколько меньше, чем в растворах выщелачивания пород, отобранных из районов распространения солевых вод.

Метаморфизация растворов в начале опытов была вызвана в основном значительным повышением концентраций ионов Ca^{2+} , HCO_3^- , входящих в состав труднорастворимых солей. В растворах второй половины опытов повышались концентрации ионов Cl^- , SO_4^{2+} , Na^+ вследствие растворения средне- и легкорастворимых соединений.

Изменение химического состава растворов при выщелачивании пород дистиллированной водой и искусственными растворами типа дождевых вод происходило в результате следующих процессов:

- 1) растворения солей из пород, выпадения солей из раствора;
- 2) обменных реакций в растворах;
- 3) обменно-адсорбционных процессов между растворами и воздушно-сухой породой.

Ведущее значение имеют выщелачивание солей из пород и выпадение их из растворов.

Сопоставление минерализации и состава растворов, полученных при выщелачивании пород дистиллированной водой, и состава водных вытяжек показало существенные расхождения между ними,

что обусловлено различными методами проведения этих лабораторных исследований.

Следует отметить, что 46 растворов выщелачивания (из 68) отнеслись к I типу. Увеличение содержания соды происходило по мере выщелачивания пород, максимальные значения ее были получены в конце опытов при выщелачивании последних образцов и достигали 0,65—0,84 мг-экв, что составляло 12—17% от солевого состава растворов. Среди исследованных пород преобладали полимиктовые полевошпато-кварцевые пески. В настоящее время широко известно объяснение образования содовых вод в результате выветривания полимиктовых песчаных накоплений, при котором из полевых шпатов и других алюмосиликатов ион Na^+ выносятся водой и, соединяясь с ионом HCO_3^- , образует соду.

Как известно, формирование содовых вод возможно при условии, когда $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$, т. е. когда в растворе имеется ион Na^+ . Наличие в породах хорошо растворимых солей, какими являются соли натрия, зависит, по-видимому, не столько от минерального состава водоносных пород, сколько от степени промытости этих пород. Частых географических совпадений областей распространения полимиктовых песков и содовых вод недостаточно для вывода о генезисе содовых вод.

СОСТОЯНИЕ КАРБОНАТНО-КАЛЬЦИЕВОГО РАВНОВЕСИЯ СИСТЕМЫ ПРИРОДНАЯ ВОДА $\rightleftharpoons$ ПОРОДА $\rightleftharpoons$ ГАЗЫ

В процессе взаимодействия природных вод с породами происходят изменения концентрации ионов, обусловленные растворением солей из пород и выпадением их в осадок. В маломинерализованных водах преобладают ионы кальция и гидрокарбоната, степень насыщения этими ионами природных вод, тесно связанных с атмосферой, позволяет оценить состояние карбонатно-кальциевого равновесия. Характеристика насыщенности карбонатом кальция приводит для дождевых, поверхностных и грунтовых вод.

Дождевые воды

Минерализация дождевых вод изменяется от 16,9 до 287 мг/л, состав их гидрокарбонатный и сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый или кальциево-натриевый. Произведение активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} колеблется от $10^{-13,36}$ до $10^{-9,63}$, что указывает на то, что эти воды не насыщены карбонатом кальция (табл. 14).

Поверхностные воды

Минерализация поверхностных вод изменяется от 0,11 до 1,6 г/л. Состав вод рек Амударьи, Таласа и оз. Карамола гидрокарбонатный натриево-кальциевый, вод р. Сырдарьи сульфатный магиево-

Таблица 14

Произведение активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в дождевых водах

Место отбора пробы	Месяц и год отбора пробы	pH	Минерализация, г/л	Ионная сила, μ	$-\lg(a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}})$
Каунчи, 35 км юго-восточнее г. Ташкента	Февраль 1958	6,1	16,9	0,00039	12,75
	Август 1958	6,4	19,6	0,0004	13,36
Город Ашхабад	Май 1959	6,6	71,2	0,00095	10,46
	Сентябрь 1960	6,7	105,3	0,002	11,65
Восточные Кызыл-Кумы, уроч. Кепели	Июнь 1961	6,6	256,2	0,005	9,63
Приаральские Каракумы, сел. Жана-Арык	Июнь 1961	6,8	286,8	0,0014	9,71

Таблица 15

Произведение активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в поверхностных водах

Место отбора пробы	Дата отбора пробы	pH	Минерализация, г/л	Ионная сила, μ	$-\lg(a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}})$
Река Теджен . . .	7/IX 1960 г.	6,7	0,12	0,002	10,80
Мургаб . . .	6/IX 1960 г.	6,35	0,45	0,008	10,82
Амударья . . .	20/VIII 1960 г.	7,15	0,45	0,0085	8,63
Сырдарья . . .	25/IX 1961 г.	7,55	0,96	0,024	9,35
Талас . . .	1/VII 1961 г.	7,6	0,27	0,006	8,52
Курагаты . . .	29/VI 1961 г.	7,05	1,91	0,04	8,55
Оз. Карамола (Муюнкум)	30/VI 1961 г.	7,5	0,28	0,005	9,39

кальциево-натриевый, р. Теджена сульфатно-хлоридный кальциево-натриевый и р. Мургаба хлоридный натриевый. Из табл. 15 видно, что поверхностные воды являются ненасыщенными по отношению к карбонату кальция.

Грунтовые воды

Ясханская линза. В пределах центрального, вытянутого в широтном направлении района в верхней части водоносного горизонта распространены воды, произведение активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в которых изменяется от $10^{-9,75}$ до $10^{-8,51}$ (табл. 16), т. е. эти воды не насыщены карбонатом кальция.

На западе, северо-западе и юге линзы у зеркала водоносного горизонта развиты воды, близкие к состоянию насыщения карбонатом кальция. Глубина их залегания 4,5—41,2 м от поверхности зем-

Таблица 16

Произведение активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в водах центральной части линзы

Водоупункты и их номера	Глубина от- бора пробы, м	pH	Минерализа- ция, г/л	Ионная сила, μ	$-\lg(a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}})$
Скв. 55с	32,6	7,75	0,81	0,015	8,51
78с	38,3	6,4	1,10	0,02	9,63
100г	55,0	7,0	1,51	0,027	8,61
110а	25,0	6,9	1,98	0,008	9,75
110б	16,7	7,45	0,64	0,02	8,81
150б	29,3	7,3	0,50	0,01	8,82
157б	26,8	7,3	0,81	0,016	8,53
Колодец 14	24,3	6,9	0,40	0,006	8,92

ли, минерализация 0,6—4,9 г/л, преобладают хлоридные натриевые воды. Произведение активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} колеблется от $10^{-8,38}$ до $10^{-8,09}$ (табл. 17).

Таблица 17

Произведение активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в водах верхней части водоносного горизонта западнее и южнее линзы

Водоупункты	Глубина отбора пробы, м	pH	Минерализация, г/л	Ионная сила, μ	$-\lg(a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}})$
<i>Ближкие к насыщению воды</i>					
Скв. 1—54	33,0	7,35	3,4	0,067	8,36
48 с	4,5	7,6	1,65	0,03	8,17
88 с	31,0	7,6	2,0	0,04	8,18
83 с	32,6	7,6	4,78	0,09	8,21
61 с	38,1	7,6	0,90	0,02	8,29
56 с	41,2	7,85	0,66	0,01	8,38
54 р	23,5	8,4	0,90	0,015	8,09
13—54	21,6	7,65	4,90	0,095	8,34
59 р	10,8	7,7	1,54	0,04	8,18
Колодец Онбинджи	—	7,9	1,52	0,025	8,27
<i>Пересыщенные воды</i>					
Колодец Гелинолен	11,2	8,4	1,59	0,026	8,00
Колодец Тоголек	4,9	8,2	0,76	0,014	7,49
Скв. 17—54	13,5	7,6	3,5	0,03	7,28

Южнее линзы, среди района распространения близких к состоянию насыщения CaCO_3 вод, в верхней части водоносного горизонта на отдельных участках известны пересыщенные CaCO_3 воды (см. табл. 17), вскрытые на глубине 4,9—13,5 м от поверхности земли. Минерализация 0,76—3,5 г/л, состав хлоридный натриевый, гидро-

карбонатно-хлоридный, натриево-кальциевый или хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатный натриевый. На большей части линзы по мере углубления в водоносный горизонт минерализация и ионная сила воды увеличиваются и насыщение вод карбонатом кальция постепенно возрастает.

Мощность не насыщенных карбонатом кальция вод на юге центральной части линзы достигает 60 м, на западе значительно меньше (часто не более 3—4 м), в восточной части примерно 30 м, а на юге превышает 55 м. Химический состав не насыщенных CaCO_3 вод непостоянен и изменяется по мере углубления в водоносный горизонт: в верхней его части преобладают гидрокарбонатные натриевые воды, ниже распространены хлоридные натриевые.

Линза песков Черкезли. В центральной части линзы в верхней части водоносного горизонта распространены не насыщенные карбонатом кальция воды, произведение активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} , в которых составляет $10^{-9,84} - 10^{-8,49}$. Не насыщенные карбонатом кальция воды вскрыты на глубине 18—67 м, минерализация их 0,67—3,04 г/л, состав сульфатно-хлоридный натриевый и сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный магниевонатриевый.

По периферии линзы в верхней части водоносного горизонта развиты пересыщенные карбонатом кальция воды, произведение активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в них составляет $10^{-7,61} - 10^{-7,44}$. Глубина залегания этих вод 25,5—32 м, минерализация 1,98—3,63 г/л, состав сульфатно-хлоридный и гидрокарбонатно-хлоридный магниевонатриевый.

В центральной части и на юге восточной части линзы в вертикальном разрезе степень насыщения грунтовых вод карбонатом кальция увеличивается (табл. 18).

Таблица 18

Изменение произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в водах центральной и восточной частей линзы с глубиной

Номер скважины	Глубина отбора пробы, м	pH	Минерализация, г/л	Ионная сила, μ	$-\lg(a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}})$
10	61,6	7,0	0,67	0,015	8,93
10	86,1	7,0	4,49	0,100	8,51
12	67,0	7,5	0,83	0,017	8,68
12	69,0	7,5	0,84	0,018	8,47
12	98,0	7,5	1,34	0,025	8,47
12a	40,0	6,8	0,81	0,017	9,84
12a	62,0	6,9	1,06	0,025	9,02
12a	70,0	7,6	2,29	0,043	8,25

Линза междуречья Теджен-Мургаб. В верхней части водоносного горизонта этой линзы распространены не насыщенные карбонатом кальция воды, которые характеризуются произведением активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} $10^{-9,96} - 10^{-8,91}$, минерализация

вод 0,5—4,35 г/л, глубина залегания 36,1—59,0; состав сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридный и сульфатно-хлоридный натриевый. Линза междуречья Мургаб-Амударья. В пределах этой линзы широко распространены воды, не насыщенные карбонатом кальция. Произведение активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в них составляет $10^{-10,6}$ — $10^{-8,49}$ (табл. 19).

Таблица 19

Произведение активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в водах центральной части линзы

Номер выработки	Глубина отбора пробы, м	pH	Минерализация, г/л	Ионная сила, μ	$-\lg(a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}})$
1	20,15	7,0	0,56	0,015	9,20
2	15,4	7,1	1,71	0,03	9,12
4	53,0	7,0	2,15	0,055	8,89
6	165,5	7,0	1,32	0,025	9,20
7	258,0	7,1	2,17	0,04	8,88
8	264,7	7,2	3,58	0,07	8,85
9	39,8	6,9	3,14	0,07	10,16

Минерализация ненасыщенных вод 0,56—4,46 г/л, глубина залегания на севере линзы 12,5—20,15 м, к югу она увеличивается, а в центре достигает 264,7 м. Состав смешанный (сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридно-сульфатный или сульфатно-хлоридный натриевый).

Район распространения ненасыщенных вод окаймляют воды, близкие к состоянию насыщения. Произведение активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в них $10^{-8,46}$ — $10^{-8,34}$, минерализация 1,13—3,14 г/л, глубина залегания 21,2—82,5 м, состав в основном сульфатно-хлоридный натриевый, лишь в северной части линзы смешанный.

Линза Восточных Кызылкумов. В этом районе в песках плиоцен-четвертичного возраста широко распространены ненасыщенные CaCO_3 грунтовые воды, вскрытые на глубине 11,2—32,5 м. Произведение активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} составляет $10^{-9,15}$ — $10^{-8,64}$, ионная сила этих вод 0,006—0,03, минерализация 0,31—1,29 г/л, состав гидрокарбонатный и сульфатный магниевый-кальциевый или натриевый.

Линза Восточного Муюнкума. В верхней части водоносного горизонта в центральной и восточной частях линзы широко распространены не насыщенные карбонатом кальция воды. Произведение активностей ионов кальция и карбоната в них $10^{-10,27}$ — $10^{-8,50}$ (табл. 20), глубина залегания 0,8—89 м, причем наибольшие глубины отмечены в восточной части, минерализация 0,22—0,91 г/л, состав в основном гидрокарбонатный кальциевый и натриево-кальциевый, реже гидрокарбонатный натриевый или сульфатный кальциевый и натриево-кальциевый.

К периферии линзы не насыщенные карбонатом кальция воды

Произведение активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в водах центральной и восточной частей линзы

Номер скважины	Глубина отбора пробы, м	pH	Минерализация, г/л	Ионная сила, μ	$-\lg(a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}})$
2	2,0	7,2	0,56	0,01	8,50
19	1,6	7,0	0,36	0,007	8,94
41	2,4	7,6	0,32	0,012	8,75
51	14,0	6,6	0,64	0,006	8,93
64	9,5	7,2	0,85	0,03	8,82
88	50,0	6,95	0,62	0,015	9,21
88	65,0	7,1	0,30	0,005	8,96
99	6,6	6,6	0,71	0,014	9,29
121	12,7	7,7	0,33	0,008	8,83
122	89,0	7,1	0,22	0,015	9,45
162	8,8	5,9	0,75	0,015	9,71
176	0,8	6,4	0,91	0,016	8,82
185	3,8	5,7	0,39	0,008	10,27
193	15,0	6,8	0,48	0,006	9,04

сменяются водами, близкими к насыщению, произведение активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в них составляет $10^{-8,43}$ — $10^{-8,13}$, минерализация 0,67—2,69 г/л, состав гидрокарбонатный натриевый и сульфатный кальциевый или натриевый.

Пересыщенные карбонатом кальция воды в верхней части водоносного горизонта широко распространены в северо-восточной окраине линзы, вдоль долины р. Чу. Произведение активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в них составляет $10^{-8,03}$ — $10^{-6,78}$, минерализация 1,5—3,22 г/л, глубина залегания 2,6—14,5 м, состав в основном сульфатный и хлоридный натриевый, реже гидрокарбонатный натриевый. На северо-западе, на востоке и юге линзы в ряде пунктов отмечено изменение величины произведения активностей Ca^{2+} и CO_3^{2-} грунтовых вод по мере углубления в водоносный горизонт. В восточной части линзы проба воды, взятая с глубины 388 м из водопункта 3е, оказалась близкой к насыщению карбонатом кальция. Минерализация этой воды всего 0,11 г/л. Мощность ненасыщенных вод в восточной и центральной частях линзы превышает 300 м.

Предгорные линзы. На стыке подгорной глинистой пролювиальной Прикопетдагской равнины с песками Каракумы южнее Ясханской линзы среди вод, близких к состоянию насыщения CaCO_3 , на отдельных участках имеются ненасыщенные карбонатом кальция воды (табл. 21).

Ненасыщенные воды вскрыты на глубине 16,2—22,1 м, минерализация их 0,68—2,31 г/л, состав в скв. 44 сульфатно-хлоридный натриевый, в скв. 42 хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатный натриевый. В вертикальном разрезе ненасыщенные воды подстилаются близкими к состоянию насыщения водами (скв. 42).

Произведение активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в водах предгорных линз

Номер скважины	Глубина отбора пробы, м	pH	Минерализация, г/л	Ионная сила, μ	$-\lg (a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}})$
41	18,8	7,35	5,05	0,097	8,47
42	16,2	7,35	0,68	0,013	8,93
42	27,2	7,40	2,42	0,022	8,29
43	19,8	7,30	1,39	0,029	8,33
44	22,1	7,25	2,31	0,05	9,20

Линзы западной части Красноводского полуострова. В верхней части водоносного горизонта в морских четвертичных отложениях распространены не насыщенные карбонатом кальция воды. Произведение активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в них составляет $10^{-10,29}$ — $10^{-8,86}$, глубина залегания 2,3—16,75 м, минерализация 0,44—2,40 г/л, состав сульфатно-хлоридный и хлоридно-сульфатный натриевый.

Таким образом, в результате расчетов карбонатно-кальциевого равновесия между водой и водоносными породами выявлено, что в песчаных пустынях Туркмении и Казахстана развиты ненасыщенные (неравновесные с твердым CaCO_3), насыщенные и пересыщенные воды.

Не насыщенные CaCO_3 грунтовые воды имеются в пределах линз пресных вод: Ясханской, песков Черкезли, западной части Красноводского полуострова, Юго-Восточной Туркмении, Восточных Кызылкумов и Восточного Муюнкума. Кроме того, не насыщенные CaCO_3 грунтовые воды имеются на границе предгорной равнины Копет-Дага с песками Каракумы.

Не насыщенные CaCO_3 грунтовые воды подпесчаных и предгорных линз приурочены к верхней части водоносного горизонта, в разрезе имеют линзообразную форму и плавают на насыщенных и пересыщенных CaCO_3 водах. Состав ненасыщенных вод гидрокарбонатный, сульфатно- и хлоридно-гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-хлоридный, хлоридно-сульфатный, хлоридный кальциевый, магниевый-кальциевый и натриевый, минерализация 0,2—4,9 г/л.

Не насыщены также поверхностные воды рек Амударья, Теджен, Мургаб, Курагаты, Чу, озер в Муюнкуме и воды атмосферных осадков.

Насыщенные и пересыщенные CaCO_3 грунтовые воды широко распространены в пределах глинистых и песчаных равнин. Минерализация их 0,5—5 г/л, состав сульфатно-натриевый, хлоридно-натриевый, реже гидрокарбонатный натриевый и гидрокарбонатно-хлоридный магниевый- или кальциевый-натриевый. Глубина залегания 1,3—176,0 м.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ПРОИЗВЕДЕНИЙ АКТИВНОСТЕЙ ИОНОВ Ca^{2+} и CO_3^{2-} И КОНЦЕНТРАЦИЙ ОТДЕЛЬНЫХ ИОНОВ

На основании расчетов карбонатно-кальциевого равновесия системы природная вода $\rightleftharpoons$ порода $\rightleftharpoons$ газы для статистических расчетов мы выделили три группы совокупностей.

В первую группу входят не насыщенные CaCO_3 воды семи линз: Ясханской, песков Черкезли, междуречий Теджен—Мургаб и Мургаб—Амударья, Восточных Кызылкумов, Восточного Муюнкума, Красноводских. Ко второй группе относятся близкие к состоянию насыщения CaCO_3 воды трех линз: Ясханской, междуречья Мургаб—Амударья, Восточного Муюнкума. Третья группа включает пересыщенные CaCO_3 грунтовые воды Восточного Муюнкума.

Воды, не насыщенные карбонатом кальция. Статистическая проверка гипотезы согласия распределений эмпирических рядов произведений активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} и отдельных ионов в водах линзы междуречья Мургаб—Амударья и линзы Восточного Муюнкума теоретическому логнормальному закону выполнена при помощи критерия Пирсона χ^2 . Расчетами установлено, что теоретическое значение $\chi^2_{0.05}$ при уровне значимости $P=0,05$ и соответствующих степенях свободы для большинства рядов больше, чем эмпирическое значение χ^2 . Следовательно, распределения этих рядов удовлетворяют теоретическому распределению вероятностей. В водах линз междуречья Мургаб—Амударья и Восточного Муюнкума эмпирические распределения частот произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} и частот концентраций ионов гидрокарбоната, сульфата, хлора, кальция, магния, натрия и водорода удовлетворяют логнормальному закону.

Ряды распределений произведений активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} и отдельных ионов в не насыщенных карбонатом кальция грунтовых водах линз Ясханской, песков Черкезли, Красноводского полуострова, междуречья Теджен—Мургаб и Восточных Кызылкумов относятся к числу выборок малого объема. Проверка согласия распределений этих эмпирических рядов теоретическим законам распределений вероятностей показала, что на подавляющем большинстве графиков все эмпирические точки располагаются близ теоретической прямой и находятся в пределах доверительных границ. Следовательно, эти распределения логарифмов произведения ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} и логарифмов концентраций отдельных ионов не противоречат нормальному закону. Отклоняются от нормального закона ряды распределений частот логарифмов произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в водах Ясханской линзы и линзы Восточных Кызылкумов, а также ряды распределений частот логарифмов концентраций ионов хлора, магния и натрия в водах Ясханской линзы и иона хлора в водах линзы междуречья Теджен—Мургаб.

Распределения хлора, магния и натрия в водах Ясханской линзы весьма значительно отклоняются как от логнормального, так и

от нормального законов распределения вероятностей. Концентрация хлора в ненасыщенных карбонатом кальция водах Ясханской линзы изменяется от 30 до 2500 мг/л, магния — от 10 до 110, натрия — от 10 до 1700 мг/л. В водах линзы междуречья Теджен—Мургаб концентрация хлора изменяется от 114,54 до 1659,8 мг/л. Такие резкие увеличения концентраций хлора, магния и натрия, по-видимому, могли быть вызваны подтоком более минерализованных вод в процессе откачек. Смешение пресных вод с солеными, вероятно, и обусловило неоднородность рядов распределений этих ионов и произведений активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в водах указанных линз.

Разграничение неоднородных рядов на более однородные представляет значительные трудности и особенно усложняется, когда границу нужно проводить по изменению комплекса признаков. Такое разграничение при наличии соответствующих вычислительных средств можно провести, пользуясь уравнениями, предложенными Д. А. Родионовым (1965) для мультивационного дисперсионного анализа.

Оценки параметров распределений логарифмов произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в водах линз приведены в табл. 22.

Таблица 22

Оценки параметров распределений логарифмов произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в грунтовых водах

Линза	Количество анализов	$-\lg(a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}})$	s
<i>Воды, не насыщенные CaCO_3</i>			
Красноводского полуострова	8	9,35	0,492
Песков Черкезли	10	8,82	0,513
Междуречья Теджен—Мургаб	8	9,45	0,875
Междуречья Мургаб—Амударья	83	9,16	1,760
Восточного Муюнкума	98	9,02	1,183
<i>Воды, перенасыщенные CaCO_3</i>			
Восточного Муюнкума	28	7,464	0,470

Воды, близкие к насыщению карбонатом кальция. В водах группы во всех трех линзах (Ясханская, междуречья Мургаб—Амударья, Восточного Муюнкума) распределение произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} согласуется с нормальным законом распределения вероятностей. Оценки параметров распределений даны в табл. 23.

Нормально распределены ионы сульфата, гидрокарбоната и хлора в водах междуречья Мургаб—Амударья, а также ионы кальция и натрия в водах Восточного Муюнкума. Остальные ионы в водах

Таблица 23

Оценки параметров распределений произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в водах, близких к насыщению CaCO_3

Линза	Количество анализов	$a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}}$	s
Ясханская	26	$5,16 \cdot 10^{-9}$	1,33
Междуречья Мургаб — Амударья	16	$4,59 \cdot 10^{-9}$	0,93
Восточного Муюнкума	21	$5,76 \cdot 10^{-9}$	1,25

этой группы распределены по логнормальному закону. При этом распределения ионов гидрокарбоната и сульфата в водах междуречья Мургаб — Амударья и распределения ионов кальция в водах Восточного Муюнкума согласуются и с нормальным и с логнормальными законами при уровне значимости $P=0,05$.

Распределения гидрокарбоната в водах Ясханской линзы, магния в водах междуречья Мургаб—Амударья и хлора в водах Восточного Муюнкума не согласуются ни с нормальным, ни с логнормальными законами. Однако отклонения от этих законов незначительны, а для распределения HCO_3^- в водах Ясханской линзы тяготение к нормальному закону очевидно.

Воды, пересыщенные карбонатом кальция, имеются на периферии линзы в Восточном Муюнкуме. Произведение активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в этих водах распределено по логнормальному закону. Распределения ионов гидрокарбоната, сульфата, хлора, кальция, магния и натрия также не противоречат логнормальному закону. Распределение концентрации водорода несколько отклоняется от этого закона.

В табл. 24 приведена классификация распределения частот произведений активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} и концентраций отдельных ионов в грунтовых водах по законам распределения вероятностей. Из табл. 24 видно, что в ненасыщенных карбонатом кальция водах линз Красноводских, Ясханской, песков Черкесли, междуречий Теджен—Мургаб и Мургаб—Амударья, а также Восточного Муюнкума распределения частот произведений активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} не противоречат логнормальному закону. Распределения частот концентраций отдельных ионов в ненасыщенных CaCO_3 водах также описываются логнормальным законом.

В водах, близких к состоянию насыщения CaCO_3 в линзах Ясханской, междуречья Мургаб—Амударья и Восточного Муюнкума, распределения частот произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} удовлетворяют нормальному закону. Однако распределения самих этих ионов отдельно имеют и нормальный, и логнормальный вид. Так, в близких к насыщению карбонатом кальция водах линзы Яс-

Классификация распределения частот произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} и отдельных ионов в грунтовых водах по законам распределения вероятностей

Линзы	Нормальный закон	Логнормальный закон	Отклонение от законов
<i>Воды, не насыщенные карбонатом кальция</i>			
Красноводские		$a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}}, \text{H}^+, \text{HCO}_3^-, \text{SO}_4^{2-}, \text{Cl}^-, \text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Na}^+$	
Ясханская		$\text{H}^+, \text{HCO}_3^-, \text{SO}_4^{2-}, \text{Ca}^{2+}$	$a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}}, \text{Cl}^-, \text{Na}^+, \text{Mg}^{2+}$
Песков Черкезли		$a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}}, \text{H}^+, \text{HCO}_3^-, \text{SO}_4^{2-}, \text{Cl}^-, \text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Na}^+$	
Междуречья Теджен—Мургаб		$a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}}, \text{H}^+, \text{HCO}_3^-, \text{SO}_4^{2-}, \text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Na}^+$	Cl^-
Междуречья Мургаб—Амударья		$a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}}, \text{HCO}_3^-, \text{SO}_4^{2-}, \text{Cl}^-, \text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Na}^+$	H^+
Восточных Кызылкумов		$\text{H}^+, \text{HCO}_3^-, \text{SO}_4^{2-}, \text{Cl}^-, \text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Na}^+$	$a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}}$
Восточного Муюнкума		$a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}}, \text{H}^+, \text{HCO}_3^-, \text{SO}_4^{2-}, \text{Cl}^-, \text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Na}^+$	
<i>Воды, близкие к насыщению карбонатом кальция</i>			
Ясханская	$a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}}$	$\text{H}^+, \text{SO}_4^{2-}, \text{Cl}^-, \text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Na}^+$	HCO_3^-

Линзы	Нормальный закон	Логнормальный закон	Отклонение от законов
Междуречья Мургаб—Амударья	$a_{Ca^{2+}} \cdot a_{CO_3^{2-}}$, HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^-	H^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Na^+	Mg^{2+}
Восточного Муюнкума	$a_{Ca^{2+}} \cdot a_{CO_3^{2-}}$, Ca^{2+} , Na^+	H^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+}	Cl^-
<i>Воды, пересыщенные карбонатом кальция</i>			
Восточного Муюнкума		$a_{Ca^{2+}} \cdot a_{CO_3^{2-}}$, HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+	H^+

ханской и междуречья Мургаб—Амударья распределения иона кальция удовлетворяют логнормальному закону; в водах линзы Восточного Муюнкума распределение иона кальция согласуется и с нормальным, и с логнормальным законами; также не противоречит этим законам распределение иона гидрокарбоната в воде линзы междуречья Мургаб—Амударья, а в воде линзы Восточного Муюнкума распределение иона гидрокарбоната согласуется с логнормальным законом.

Распределения большинства ионов в водах, близких к насыщению карбонатом кальция, удовлетворяют логнормальному зако-

Оценки параметров распределений ионов

Линзы	Количество анализов	Гидрокарбонат		Сульфат		Хлор
		$\lg HCO_3^-$	s	$\lg SO_4^{2-}$	s	$\lg Cl^-$
Ясханская	40	2,362	0,106	2,073	0,278	—
Песков Черкезли	10	2,301	0,147	2,513	0,332	2,503
Междуречья Теджен—Мургаб	8	2,246	0,136	2,453	0,289	—
Междуречья Мургаб—Амударья	86	2,195	0,157	2,580	0,257	2,570
Восточных Кызылкумов	8	2,339	0,200	3,274	0,510	1,913
Восточного Муюнкума	98	2,358	0,174	1,812	0,296	1,053
Красноводские	8	1,732	0,214	2,619	0,227	2,388

ну; лишь распределения ионов хлора и сульфата в водах линзы междуречья Мургаб—Амударья, а также иона натрия в водах линзы Восточного Муюнкума описываются нормальным законом.

Эмпирические распределения частот произведений активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} и частот концентраций отдельных ионов в пересыщенных водах Восточного Муюнкума не противоречат логнормальному закону.

Оценки параметров распределений отдельных ионов в водах с различной степенью насыщения карбонатом кальция приведены в табл. 25 и 26.

СРАВНЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ

При однотипности закона распределения сравниваемых величин своеобразие каждой из них заключается в различиях параметров. Именно в изменениях параметров распределений находят отражение различия в условиях формирования, которые обнаруживаются путем сопоставления статистических данных.

Воды, не насыщенные $CaCO_3$. Распределения произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в водах пяти линз удовлетворяют логнормальному закону. Проверка нулевой гипотезы I об однородности оценок дисперсий распределений показала, что вычисленное значение $\chi^2=40,5$ значительно превышает табличное $\chi^2_{0,05}=9,48$ при $f=4$ (табл. 27). Следовательно, оценки дисперсий произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в водах этих линз неоднородны и нулевая гипотеза I отвергается. Дальнейшая группировка показала, что нулевая гипотеза I об однородности оценок дисперсий справедлива только для линз Красноводских и междуречья Теджен—Мургаб (см. табл. 27). Проверка нулевой гипотезы II о равенстве оценок центров распределений произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} для вод упомянутых линз подтвердила правильность этой гипотезы (табл. 28). На основании доказан-

Таблица 25

в не насыщенных карбонатом кальция водах

	Кальций		Магний		Натрий		Водород	
	$\lg Ca^{2+}$	s	$\lg Mg^{2+}$	s	$\lg Na^+$	s	pH	s
—	1,812	0,473	—	—	—	—	7,36	0,352
0,477	1,698	0,500	1,829	0,191	2,514	0,381	7,18	0,373
—	1,634	0,364	1,413	0,434	2,442	0,284	6,73	0,249
0,298	1,771	0,278	1,705	0,274	2,656	0,286	6,98	1,19
0,550	1,680	0,198	1,569	0,240	1,914	0,704	7,12	0,275
0,480	1,618	0,193	1,236	0,305	1,565	0,410	6,96	1,05
0,446	1,931	0,223	1,787	0,205	2,254	0,396	7,21	0,445

Оценки параметров распределения ионов, близких

Район	Количество анализов	Гидрокарбонат		Сульфат		Хлор
		$\lg \text{HCO}_3^-$	s	$\lg \text{SO}_4^{2-}$	s	$\lg \text{Cl}^-$
Воды, близкие к насыщенности						
Восточный Муонкум	21	2,500	0,219	2,347	0,447	—
Междуречье Мургаб — Амударья	17	2,312	0,196	2,815	0,193	2,795
Ясханской линзы	26	—	—	2,210	0,295	2,562
Воды, пересыщенные						
Восточный Муонкум	29	2,688	0,139	2,81	0,218	2,191

Таблица 27

Проверка нулевой гипотезы I об однородности ряда оценок дисперсий логарифмов произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в не насыщенных CaCO_3 водах

Линзы	n_i	s_i^2
Красноводские	8	0,243
Песков Черкезли	10	0,264
Междуречья Теджен — Мургаб	8	0,770
Междуречья Мургаб — Амударья	83	3,110
Восточного Муонкума	98	1,404
	207	
$\chi^2=40,5; \quad \chi^2_{0,05}=9,48; \quad \text{при } f=4$		
Красноводские	8	0,243
Междуречья Теджен — Мургаб	8	0,770
	16	
$\chi^2=1,78; \quad \chi^2_{0,05}=3,84; \quad \text{при } f=1$		

Таблица 26

к насыщению карбонатом кальция и пересыщенных водах

s	Кальций		Магний		Натрий		Водород	
	$\lg \text{Ca}^{2+}$	s	$\lg \text{Mg}^{2+}$	s	$\lg \text{Na}^+$	s	pH	s
<i>карбонатом кальция</i>								
—	1,809	0,307	1,459	0,299	2,143	0,48	7,440	0,133
0,182	2,018	0,236	—	—	2,730	0,105	7,453	0,379
0,511	2,521	0,621	1,625	0,395	2,043	0,68	7,729	0,218
<i>карбонатом кальция</i>								
0,27	1,984	0,222	1,464	0,286	2,641	0,217	—	—

Таблица 28

Проверка нулевой гипотезы II о равенстве центров распределений логарифмов произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в не насыщенных CaCO_3 водах

Линзы	h_i	$\lg x_i$	t_i	f	$t_{0,05}$
Красноводские	8	-9,35	0,16	14	2,145
Междуречья Теджен — Мургаб	8	-9,45	0,04		
	16				

ного тождества оценок параметров распределений произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в водах линз Красноводского полуострова и междуречья Теджен—Мургаб принимаются оценка общего центра распределения $\lg x_{\text{ген}} = -9,38$ и оценка общей дисперсии $s_{\text{ген}} = 0,715$.

Сравним теперь распределения отдельных ионов в водах всех семи линз. Проверка нулевой гипотезы I показала ее справедливость при сравнении оценок дисперсий распределений логарифмов концентраций иона HCO_3^- (табл. 29). Однако проверка гипотезы II выявила, что оценки параметров центров распределений логарифмов концентраций иона HCO_3^- статистически неоднородны (табл. 30). Нулевые гипотезы I и II справедливы для распределений логарифмов концентраций ионов Cl^- , Mg^{2+} и Na^+ в водах линз Красноводских и песков Черкезли. Следовательно, эти распределения тождественны, и распределения каждого из этих ионов в водах указанных линз могут быть описаны одним распределением с об-

Таблица 29

Проверка гипотезы I об однородности ряда оценок дисперсий логарифмов концентраций отдельных ионов в не насыщенных CaCO_3 водах

Линзы	n_i	s^2_i
HCO_3^-		
Красноводские	8	0,046
Ясханская	40	0,011
Песков Черкезли	10	0,022
Междуречья Теджен — Мургаб	8	0,018
Междуречья Мургаб — Амударья	86	0,025
Кызылкумов	8	0,040
Восточного Муюнкума	98	0,030
	258	
$\chi^2=7,38, \chi^2_{0,05}=12,6, \text{ при } f=6$		
HCO_3^-		
Восточных Кызылкумов	8	0,040
Восточного Муюнкума	98	0,030
	106	
$\chi^2=0,45, \chi^2_{0,05}=3,84, \text{ при } f=1$		
SO_4^{2-}		
Красноводские	8	0,051
Песков Черкезли	10	0,110
Междуречья Теджен — Мургаб	8	0,083
	26	
$\chi^2=3,42, \chi^2_{0,05}=5,991, \text{ при } f=2$		

Продолжение табл. 29

Линзы	n_i	s^2_i
SO_4^{2-}		
Междуречья Мургаб — Амударья	86	
Восточного Муюнкума	98	
	184	
$\chi^2=1,08, \chi^2_{0,05}=3,84, \text{ при } f=1$		
Cl		
Красноводские	8	0,200
Песков Черкезли	10	0,227
	18	
$\chi^2=1,34, \chi^2_{0,05}=3,84; \text{ при } f=1$		
Ca^{2+}		
Красноводские	8	0,05
Песков Черкезли	10	0,25
Междуречья Теджен — Мургаб	8	0,132
	26	
$\chi^2=4,84, \chi^2_{0,05}=5,991, \text{ при } f=2$		
Ca^{2+}		
Восточных Кызылкумов	8	
Восточного Муюнкума	98	
	106	
$\chi^2=3,17, \chi^2_{0,05}=3,84, \text{ при } f=1$		

Продолжение табл. 29

Линзы	n_l	s^2_l
Mg^{2+}		
Красноводские . . .	8	0,042
Песков Черкезли . . .	10	0,036
	18	
$\chi^2=2,9$, $\chi^2_{0,05}=3,81$, при $f=1$		
Mg^{2+}		
Междуречья Теджен —		
Мургаб	8	0,18
Восточных Кызылкумов	8	0,057
	16	
$\chi^2=0,18$, $\chi^2_{0,05}=3,84$, при $f=1$		

Продолжение табл. 29

Линзы	n_l	s^2_l
Mg^{2+}		
Междуречья Мургаб —		
Амударья	86	0,075
Восточного Муюнкума	98	0,093
	184	
$\chi^2=1,08$, $\chi^2_{0,05}=3,84$, при $f=1$		
Na^+		
Красноводские	8	0,15
Песков Черкезли . . .	10	0,14
	18	
$\chi^2=1,85$, $\chi^2_{0,05}=3,84$, при $f=1$		

щами оценками генеральной дисперсии и центра распределения. В водах линз песков Черкезли, междуречья Теджен-Мургаб и Красноводских статистически однородны оценки параметров распределений логарифмов концентраций ионов SO_4^{2-} и Ca^{+2} . Таким образом, в водах линз Красноводских и песков Черкезли распределения всех одноименных ионов (кроме иона HCO_3^-) попарно тождественны.

Оценки параметров этих распределений для ионов:

сульфата	$\lg \bar{x}_{ген}=2,530$;	$s_{ген}=0,462$;
хлора	$\lg \bar{x}_{ген}=2,454$;	$s_{ген}=0,465$;
кальция	$\lg \bar{x}_{ген}=1,700$;	$s_{ген}=0,391$;
магния	$\lg \bar{x}_{ген}=1,808$;	$s_{ген}=0,196$;
натрия	$\lg \bar{x}_{ген}=2,520$;	$s_{ген}=0,378$;

Приведенные оценки параметров распределений ионов SO_4^{2-} и Ca^{2+} в водах линз Красноводских и песков Черкезли являются и оценками параметров распределений соответствующих ионов в водах трех линз: Красноводских, песков Черкезли и междуречья Теджен — Мургаб.

Дальнейшее сравнение распределений показало, что статистически однородны оценки параметров распределений ионов HCO_3^- , SO_4^{2-} и Mg^{2+} в водах двух линз, все остальные распределения статистически различны. Для близко расположенных линз песков

Проверка гипотезы II о равенстве центров распределений логарифмов концентраций отдельных ионов в не насыщенных CaCO_3 водах

Линзы	n_l	$\overline{\lg x_l}$	t_l	f	$t_{0,95}$	
HCO_3^-						
Красноводские	8	1,732	19,40	256	1,96	
Ясханская	40	2,362	15,05			
Песков Черкезли	10	2,301	1,58			
Междуречья Теджен —	8	2,246	1,43			
Мургаб						
Междуречья Мургаб —	86	2,195	80,70			
Амударья						
Восточных Кызылкумов	8	2,339	3,46			
Восточного Муюнкума	98	2,358	29,90			
	258					
HCO_3^-						
Восточных Кызылкумов	8	2,339	0,295	104	2,00	
Восточного Муюнкума	98	2,358	0,197			
	106					
SO_4^{2-}						
Красноводские	8	2,619	0,63	24	2,06	
Песков Черкезли	10	2,513	0,14			
Междуречья Теджен —	8	2,453	0,55			
Мургаб						
	26	65,66				
SO_4^{2-}						
Междуречья Мургаб —	86	2,580	1,965	182	1,96	
Амударья						
Восточного Муюнкума	98	1,812	2,00			
	184					
Cl^-						
Красноводские	8	2,388	0,51	16	2,12	
Песков Черкезли	10	2,503	0,48			
	18					

Линзы	h_i	$\lg v_i$	t_i	f	$t_{0,05}$
Ca^{2+}					
Красноводские . . .	8	1,931	1,74	24	2,06
Песков Черкезли . . .	10	1,698	0,15		
Междуречья Теджен — Мургаб	8	1,634	0,50		
	26				
Mg^{2+}					
Красноводские . . .	8	1,787	0,39	16	2,12
Песков Черкезли . . .	10	1,829	0,45		
	18				
Mg^{2+}					
Междуречья Теджен — Мургаб	8	1,413	0,88	14	2,145
Восточных Кызылкумов	8	1,569	0,88		
	16				
Na^+					
Красноводские . . .	8	2,254	2,84	16	2,12
Песков Черкезли . . .	10	2,514	0,06		
	18				

Черкезли и Ясханской оценки параметров распределений всех ионов различны. Нулевые гипотезы I и II оказались отвергнутыми и при сравнении распределений ионов в воде Ясханской линзы и всех остальных линз. Следовательно, по составу воды Ясханской линзы существенно отличаются от вод других линз.

Как показало сравнение распределений ионов, значительны различия и между составом воды линзы Восточного Муюнкума и остальных линз. Для воды линзы Восточного Муюнкума характерны низкие оценки центров распределений для ионов SO_4^{2-} , Cl^- , Mg^{2+} и Na^+ (см. табл. 25).

Воды, близкие к насыщению CaCO_3 . Проверка гипотез I и II равенства оценок параметров распределений произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в водах трех линз: Ясханской, междуречья Мургаб — Амударья и Восточного Муюнкума показала, что эти три распределения тождественны и могут быть описаны одним распределением с оценкой параметра центра распре-

деления $a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}} = 10^{-8,279}$, эта оценка практически равна произведению растворимости CaCO_3 ($K_0 = 10^{-8,28}$) и свидетельствует о наличии устойчивого химического равновесия в системе грунт-вода ↔ горная порода ↔ углекислота атмосферы.

Проверку нулевых гипотез I и II оценок параметров распределений отдельных ионов можно сделать для ионов сульфата, натрия и кальция, так как эмпирические распределения этих ионов в водах всех трех линз описываются логнормальным законом. Однако проверкой нулевой гипотезы I установлено, что оценки дисперсий одноименных ионов статистически неоднородны. Следовательно, гипотеза I отвергается, а проверка гипотезы II является излишней.

Проверки нулевых гипотез I и II равенства оценок параметров распределений произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} и распределений отдельных ионов в водах, ненасыщенных и близких к насыщению CaCO_3 , в одной и той же линзе показали, что нулевые гипотезы тождества распределений отвергаются для всех ионов, за исключением ионов сульфата в водах Ясханской линзы, оценки параметров распределения которого равны: $\lg \bar{x}_{\text{ген}} = 2,318$; $s_{\text{ген}} = 0,284$.

Таким образом, сравнением оценок параметров распределений ионов выявлено, что оценки параметров однотипно распределенных ионов, за небольшим исключением, различны и распределения ионов не тождественны.

КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ СВЯЗИ

Для выяснения зависимостей между ионами были вычислены коэффициенты связи. В случаях, когда распределения обоих ионов удовлетворяли логнормальному закону, для характеристики связи мы вычисляли выборочный коэффициент корреляции r . Если же распределения одного (или обоих) иона отклонялись от логнормального закона, то для характеристики связи рассчитывалась непараметрическая статистика — показатель ранговой корреляции Спирмена R . Многие вычисленные значения коэффициентов корреляции (r или R) оказались меньше, чем значения критериев значимости (t или R_p соответственно) и, следовательно, не являются достоверными. Достоверные значения выборочных коэффициентов корреляции (табл. 31) значительно варьируют и наряду с положительными величинами часто отмечаются отрицательные, что указывает на наличие обратной связи между ионами.

В не насыщенных CaCO_3 водах корреляционные связи ионов гидрокарбоната с ионами катионов установлены лишь в шести случаях. При этом в водах линзы песков Черкезли между ионами гидрокарбоната и ионами кальция и натрия существует обратная связь ($r = -0,77$), а в водах линзы Восточных Кызылкумов между ионами гидрокарбоната и ионами магния имеется значительная прямая связь ($r = +0,79$). Корреляционные связи ионов гидрокар-

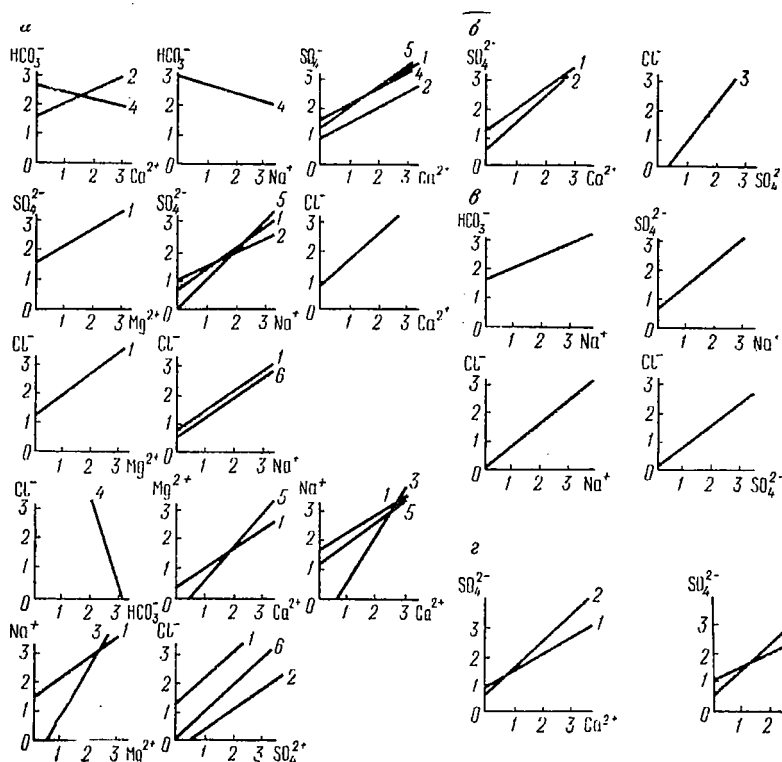


Рис. 16. Линии регрессии между ионами

а — в не насыщенных CaCO_3 водах линз: 1 — междуречья Мургаб — Амударья, 2 — Восточного Муюнкума, 3 — Краснодарского полуострова, 4 — песков Черкеслии, 5 — междуречья Теджен — Мургаб, 6 — Восточных Кызылкумов; *б* — в близких к насыщению CaCO_3 водах линз: 1 — междуречья Мургаб — Амударья, 2 — Восточного Муюнкума, 3 — Ясханской; *в* — в пересыщенных CaCO_3 водах линзы Восточного Муюнкума; *г* — в водах Восточного Муюнкума: 1 — не насыщенных CaCO_3 — близких к насыщению CaCO_3 ; 3 — пересыщенных CaCO_3

боната с ионами кальция, магния и натрия установлены только для вод линзы Восточного Муюнкума (от +0,26 до +0,50). Значительно большее количество корреляционных зависимостей установлено между ионами сульфата и ионами катионов, а также между ионами хлора и ионами катионов. При этом отмечается наиболее тесная связь ионов хлора и сульфата с ионами натрия (см. табл. 31). Обращает на себя внимание наличие корреляционных зависимостей между ионами сульфата и ионами хлора, которые установлены для не насыщенных CaCO_3 вод всех линз (кроме Краснодарских).

В близких к насыщению CaCO_3 водах линз Ясханской, междуречья Мургаб — Амударья и Восточного Муюнкума установлены корреляционные связи ионов сульфата и хлора с ионами катионов. Сила зависимостей между концентрациями ионов сульфата и хлора

Значения выборочных парных коэффициентов корреляции r и коэффициентов пресных

Линзы	Количество анализов	Коэффициент корреляции	$\lg \text{HCO}_3^-$			$\lg \text{SO}_4^{2-}$		
			$\lg \text{Ca}^{2+}$	$\lg \text{Mg}^{2+}$	$\lg \text{Na}^+$	$\lg \text{Ca}^{2+}$	$\lg \text{Mg}^{2+}$	$\lg \text{Na}^+$
Воды, не насыщенные CaCO_3								
Красноводские	8	r	—	—	—	—	-0,72	—
Песков Черкезли	10	r	-0,77	—	-0,77	+0,80	+0,76	—
Ясханская	40	r	—	—	—	—	+0,54	—
Междуречья Теджен — Мургаб	8	r	—	—	—	+0,87	—	+0,96
		R	—	—	—	—	—	—
Междуречья Мургаб — Амударья	86	r	—	—	—	+0,72	+0,60	+0,77
Восточных Кызылкумов	8	r	—	+0,79	—	—	—	+0,94
Восточного Кызылкума	98	r	+0,50	+0,28	+0,26	+0,34	—	+0,40
Воды, близкие к насыщению CaCO_3								
Ясханская	26	r	—	—	—	+0,43	+0,40	—
Междуречья Мургаб — Амударья	17	r	—	—	—	+0,88	—	—
		R	—	—	—	—	+0,64	—
Восточного Муюнкума	21	r	—	—	—	+0,63	—	—
		R	—	—	—	—	—	+0,98
Воды, пересыщенные CaCO_3								
Восточного Муюнкума	26	r	—	—	+0,60	—	—	+0,86

в водах Ясханской линзы достигает +0,73, а Восточного Муюнкума +0,55.

В пересыщенных CaCO_3 водах линзы Восточного Муюнкума силы связи ионов натрия с ионами гидрокарбоната, сульфата и хло-

ранговой корреляции R между логарифмами концентраций ионов в линзах вод

$\lg \text{Cl}^-$			$\lg \text{Ca}^{2+}$		$\lg \text{Mg}^{2+}$	$\lg \text{HCO}_3^-$		$\lg \text{SO}_4^{2-}$
$\lg \text{Ca}^{2+}$	$\lg \text{Mg}^{2+}$	$\lg \text{Na}^+$	$\lg \text{Ca}^{2+}$	$\lg \text{Mg}^{2+}$	$\lg \text{Na}^+$	$\lg \text{SO}_4^{2-}$	$\lg \text{Cl}^-$	$\lg \text{Cl}^-$
—	+0,79	+0,79	—	+0,95	+0,88	—	+0,79	—
+0,70	—	+0,95	—	+0,69	—	-0,70	-0,94	+0,73
—	—	+0,51	—	-0,59	—	—	—	+0,69
—	—	—	+0,99	+0,93	+0,94	—	—	+0,91
+0,76	+0,74	+0,98	—	—	—	—	—	—
+0,84	+0,71	+0,62	+0,75	+0,63	+0,68	—	—	+0,83
—	—	+0,92	—	—	—	—	—	+0,87
+0,25	+0,22	+0,29	—	—	—	—	+0,23	+0,44
+0,41	+0,42	+0,46	—	-0,63	—	—	—	+0,73
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	+0,55	+0,46	+0,83	—	—	—	—	—
—	—	—	—	+0,44	—	—	—	+0,55
+0,58	—	+0,73	—	—	—	—	—	—
-0,47	—	+0,65	—	—	—	+0,44	—	+0,59

ра соответственно равны +0,60, +0,86 и +0,65. Теснота связи между ионами сульфата и хлора в этих водах (+0,59) больше, чем в ненасыщенных или близких к насыщению CaCO_3 водах этой же линзы.

Для всех выборочных парных коэффициентов корреляции нами составлены уравнения регрессии.

Проверка гипотезы о равенстве коэффициента регрессии нулю показала, что значения многих коэффициентов регрессии меньше утроенного стандартного отклонения этой оценки и, следовательно, корреляционная связь между этими ионами недостоверна. Так, из 121 пары уравнений регрессии связь между ионами оказалась установленной только для 36 пар. По этим уравнениям построены линии регрессии, которые дают наглядное представление об изменении центра условного распределения одного иона при изменении другого. Из анализа графиков следует, что линии регрессии расположены под различными углами и имеют разные направления (рис. 16).

Для не насыщенных CaCO_3 вод характерно следующее:

1. В водах линзы междуречья Мургаб — Амударья все корреляционные связи прямые. Значения коэффициентов регрессии 0,56—0,96.

2. В водах линзы Восточного Муюнкума прямые корреляционные зависимости установлены между ионами HCO_3^- — Ca^{2+} , SO_4^{2-} — Ca^{2+} , SO_4^{2-} — Na^+ и Cl^- — SO_4^{2-} . Значения коэффициентов регрессии 0,45—0,71.

3. В водах линз западной части Красноводского полуострова прямые корреляционные связи существуют между ионами Na^+ — Ca^{2+} и Na^+ — Mg^{2+} (коэффициенты регрессии 1,69—1,70).

4. В водах линзы песков Черкезли корреляционные зависимости установлены между четырьмя парами ионов. Прямая зависимость отмечается только для SO_4^{2-} — Ca^{2+} (коэффициент регрессии +0,54). Между ионами HCO_3^- — Ca^{2+} , HCO_3^- — Na^+ и HCO_3^- — Cl^- выявлены обратные корреляционные связи примерно одинаковой силы (коэффициенты регрессии от -0,22 до -0,30).

5. В водах линзы междуречья Теджен — Мургаб прямые корреляционные связи имеются между пятью парами ионов: SO_4^{2-} — Ca^{2+} , SO_4^{2-} — Na^+ , Mg^{2+} — Ca^{2+} , Na^+ — Ca^{2+} и Na^+ — Mg^{2+} .

6. В водах Восточных Кызылкумов прямые корреляционные связи существуют между ионами Cl^- — SO_4^{2-} и Cl^- — Na^+ .

В близких к насыщению карбонатом кальция водах линз междуречья Мургаб — Амударья, Восточного Муюнкума и Ясханской (рис. 16, б) прямые корреляционные связи имеются между тремя парами ионов. Причем для междуречья Мургаб — Амударья и Восточного Муюнкума зависимость между SO_4^{2-} — Ca^{2+} выше, чем в не насыщенных карбонатом кальция водах этих же линз (рис. 16, а).

В пересыщенных карбонатом кальция водах Восточного Муюнкума прямые корреляционные связи выявлены между ионами Cl^- — Na^+ , Cl^- — SO_4^{2-} и SO_4^{2-} — Na^+ (рис. 16, в). Значения коэффициентов регрессии равны соответственно 0,81, 0,73 и 0,86.

Сопоставление связей между ионами в водах ненасыщенных, близких к насыщению и пересыщенных CaCO_3 сделано для вод Восточного Муюнкума (табл. 32).

Т а б л и ц а 32

Значения коэффициентов регрессии в водах
Восточного Муюнкума

Ионы	Насыщение вод CaCO_3	Коэффициент регрессии
$\text{SO}_4^{2-} - \text{Ca}^{2+}$	Ненасыщенные	0,53
	Бликие к насыщению	0,92
$\text{SO}_4^{2-} - \text{Na}^+$	Ненасыщенные	0,46
	Пересыщенные	0,86

Корреляционная связь между ионами $\text{SO}_4^{2-} - \text{Ca}^{2+}$ в не насыщенных CaCO_3 водах Восточного Муюнкума менее тесная, чем в близких к насыщению водах, а зависимость между $\text{SO}_4^{2-} - \text{Na}^+$ в пересыщенных CaCO_3 водах сильнее, чем в ненасыщенных (рис. 16, з).

Таким образом, корреляционным и регрессивным анализами (парная корреляция) выявлено, что между большинством пар ионов в водах линз корреляционные зависимости отсутствуют. Существующие корреляционные связи различны как по направлению (прямые или обратные), так и по силе.

Следовательно, каждому состоянию карбонатно-кальциевого равновесия в системе природная вода $\rightleftharpoons$ горная порода $\rightleftharpoons$ газы отвечает определенный тип теоретического закона распределения вероятностей: неустойчивому, неравновесному состоянию (не насыщенные и пересыщенные CaCO_3 воды) соответствует лог-нормальный закон; равновесному, химически устойчивому состоянию (близкие к насыщению CaCO_3 воды) — нормальный закон. Однотипность закона распределений произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в каждой группе совокупностей позволяет считать, что условия формирования химического состава для каждой группы вод близки и характеризуются одинаковой направленностью процессов. Сравнение оценок параметров однотипных распределений произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} показало, что в ненасыщенных водах пяти линз они существенно различаются и не являются тождественными. Статистически незначимыми оказались расхождения в оценках параметров распределений произведений активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в не насыщенных CaCO_3 водах линз Красноводских и междуречья Теджен — Мургаб. Возможно, что это является отражением общности генезиса этих

линз: образования этих линз за счет вод периодически действовавших русел, стекавших с местных горных возвышенностей Красноводского полуострова и Бадхыза.

В близких к насыщению CaCO_3 водах линз Ясханской, Восточного Муюнкума и междуречья Теджен — Мургаб распределения произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} одинаковы и близки к произведению растворимости CaCO_3 . Это свидетельствует об установившемся равновесии в системе грунтовая вода ↔ горная порода ↔ газы. На основании расчетов можно полагать, что такой предельный характер равновесия существует всюду в грунтовых водах песчаных пустынь Туркмении и Казахстана. На этих водах плавают не насыщенные CaCO_3 воды линз пресных вод.

Оценки параметров однотипных распределений отдельных ионов в водах с различной степенью насыщения CaCO_3 (ненасыщенных, пересыщенных и близких к насыщению) за небольшим исключением различны для всех ионов. Однако закономерное возрастание оценок параметра центра распределения ионов происходит в направлении увеличения степени насыщения вод CaCO_3 . Исключением являются лишь ионы сульфата в ненасыщенных и близких к насыщению CaCO_3 водах Ясханской линзы, оценки параметров распределений которых оказались одинаковыми.

Корреляционный и регрессионный анализы показали, что по мере увеличения степени насыщения вод карбонатом кальция увеличивается сила парных корреляционных связей между ионами хлора и сульфата с катионами, т. е. между ионами, которые образуются при растворении относительно хорошо растворимых солей.

Наибольшие различия оценок параметров однотипных распределений произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} и распределений отдельных ионов в не насыщенных CaCO_3 водах отмечаются для линз Ясханской и Восточного Муюнкума. Различия в составе вод этих линз и вод других линз прослеживаются и при анализе корреляционных связей: для вод линзы Восточного Муюнкума статистически достоверные корреляционные зависимости установлены почти между всеми ионами, но сила связи невысока; для вод Ясханской линзы достоверные связи выявлены только для двух пар ионов, но величины их значительны.

Видимо, такие расхождения в составе вод линз обусловлены различиями:

- 1) в составе пресных вод подрусовых потоков и подозерных бассейнов, давших начало линзам;
- 2) в мощности, площадных размерах и длительности существования пресных вод вторгшихся потоков или бассейнов;
- 3) в составе региональных грунтовых вод, которые были отжаты этими потоками или бассейнами;
- 4) в режиме осадконакопления;
- 5) в питании линз пресных вод.

Глава IV

ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ, МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРЕСНЫХ ВОД ЯСХАНСКОЙ ЛИНЗЫ В УСЛОВИЯХ ЭКСПЛУАТАЦИИ

В настоящее время пресные воды Ясханского месторождения являются основным источником централизованного водоснабжения Западной Туркмении (Выдумкина и др., 1969). Эксплуатация пресных вод в западной части линзы была начата в 1963 г. С целью предотвращения подсоса соленых вод снизу осуществляется одновременная откачка пресных и соленых вод. Режимные наблюдения за уровнем, величиной минерализации и химическим составом пресных вод в процессе эксплуатации проводятся Западно-Туркменской гидрогеологической партией Управления геологии при Совете Министров Туркменской ССР. При составлении данного раздела частично использованы материалы этих режимных наблюдений за 1963—1968 гг.

Наблюдениями за режимом пресных грунтовых вод Ясханской линзы в условиях ненарушенного естественного режима установлено, что амплитуда колебаний уровня изменяется от 0,03 до 0,11 м в год (Шевченко, 1963). Поэтому при анализе изменений уровня во время эксплуатации снижение уровня до 0,11 м в год мы относим за счет естественных причин. В 1963 г. в результате эксплуатации произошло снижение уровня пресных вод в центральной части района (рис. 17, скв. 21—23, 27, 29). Величина снижения составила 0,15—0,40 м. В течение 1964—1965 гг. депрессионная воронка расширилась, захватив и юг центрального участка (скв. 30, 33). Амплитуда снижения за эти два года изменялась от 0,18 до 1,70 м.

В начале эксплуатации (1964—1965 гг.) минерализация грунтовых вод в центральной части района была 0,5—0,8 г/л. По составу воды относились к гидрокарбонатно-хлоридным и хлоридно-гидрокарбонатным натриевым. По направлению к периферии отмечалось постепенное увеличение минерализации: в 1964 г. величина минерализации составила 0,8—1,62 г/л, а в 1965 г. достигла 1,12—2,17 г/л. При этом наиболее высокую минерализацию имела вода на западной окраине района (табл. 33). Вода относилась к хлоридно-гидрокарбонатному и гидрокарбонатному натриевому типам.

В последующие годы продолжалось снижение уровня грунтовых пресных вод, обусловленное отбором воды для водоснабжения. В центральной части снижение уровня было максимальным и в 1967 г. достигло 40—55 см (см. рис. 17, б, скв. 8, 9, 27, 29, 30—33).

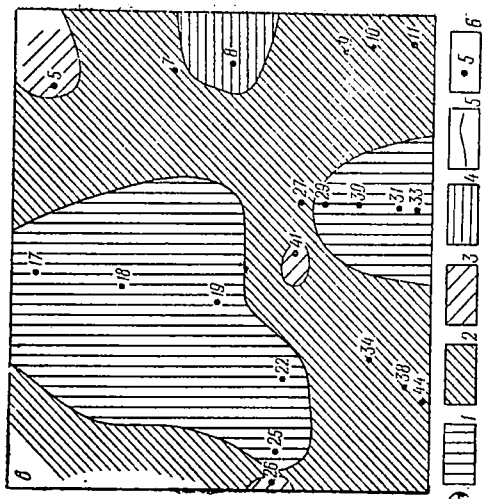
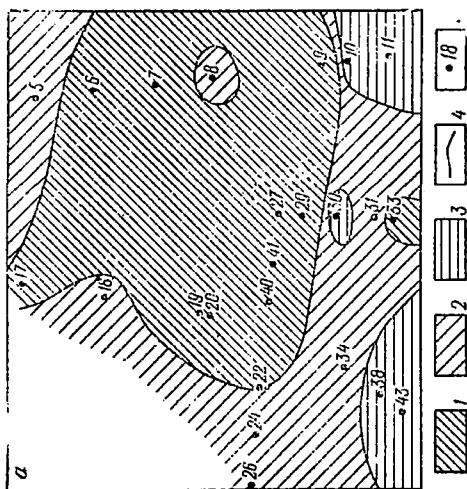


Рис. 17. Схематическая карта минерализации грунтовых вод Яхсанской линии
 а — 1964—1965 гг.; б — 1966—1967 гг.; минерализация (г/л): 1 — менее 0,8, 2 — от 0,8 до 1, 3 — более 1; 4 — граница между водами различной минерализации; 5 — номера скважин; 6 — 1966 г. минерализация (г/л): 1 — менее 0,8, 2 — от 0,8 до 0,8, 3 — от 0,8 до 1, 4 — более 1 г/л; 5 — граница между водами различной минерализации; 6 — номера скважин.

Величины минерализации и концентрации ионов в грунтовых водах
Ясханской линзы за 1964—1965 гг. в мг/л

Номер скважины	Год	Общая минерализация	HCO_3^-	CO_3^{2-}	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+
5	1964	910,4	317,2	0,0	0,0	290,8	10,0	4,9	287,5
5	1964	915,0	268,4	18	9,6	304,9	4,0	3,0	307,1
5	1964	888,3	268,4	0,0	19,2	297,8	9,0	1,8	292,1
5	1965	914,5	292,8	0,0	9,6	297,9	3,0	3,0	308,2
5	1965	850,8	262,3	0,0	0,0	297,8	8,0	2,4	278,3
7	1965	732,0	274,5	Н. с.	16,3	204,2	11,2	5,7	220,1
8	1965	687,7	298,9	"	0,0	170,2	8,0	3,6	207,0
8	1965	721,9	298,9	"	0,0	191,2	9,0	4,3	218,5
9	1964	563,7	292,8	0,0	0,0	99,3	14,0	1,2	156,4
9	1964	692,9	256,2	0,0	76,9	99,3	15,0	7,9	237,6
9	1965	628,5	268,5	0,0	81,7	88,6	14,0	9,1	166,7
9	1965	675,0	305,0	0,0	75,5	93,3	17,8	8,6	174,8
10	1964	1038,0	314,6	Н. с.	6,0	78,0	5,0	4,2	170,2
10	1964	947,7	311,1	"	6,0	70,9	6,0	3,6	154,1
10	1964	1101,8	347,7	"	0,0	78,0	8,0	4,9	190,2
10	1965	761,1	323,3	"	96,2	113,5	24,0	10,9	193,2
10	1965	623,9	314,6	"	24,5	74,1	6,8	4,2	172,7
10	1965	666,9	396,5	Н. с.	6,3	69,8	10,6	2,2	181,5
11	1964	1091,4	262,3	6,0	0,0	439,7	6,0	4,8	372,6
11	1964	1159,8	268,4	18,0	0,0	468,0	6,0	6,1	393,3
11	1965	1235,7	274,5	Н. с.	19,2	503,5	7,0	4,9	426,6
11	1965	1206,5	274,5	"	2,9	504,9	7,2	6,4	410,6
14	1964	1013,3	311,1	"	105,8	265,9	16,0	10,9	303,6
14	1964	1004,3	280,6	"	120,2	273,8	12,0	11,5	307,0
14	1965	1134,6	451,4	"	43,8	279,8	23,2	10,7	325,7
21	1964	605,6	256,2	24,0	9,6	120,5	5,0	1,8	188,6
21	1965	812,5	305,0	Н. с.	0,0	240,8	10,6	3,3	252,8
21	1965	761,4	298,9	Н. с.	0,0	215,2	15,6	4,1	226,6
22	1964	668,3	231,8	24,0	38,5	156,0	6,0	7,3	204,7
22	1964	713,5	231,5	0,0	48,1	163,1	8,0	3,6	277,2
22	1965	843,7	262,3	Н. с.	76,9	230,5	24,0	8,5	241,5
22	1965	696,7	244,0	"	51,0	178,7	10,6	8,6	203,8
23	1964	1129,4	280,6	18,0	52,9	386,5	6,0	3,6	381,8
23	1964	1250,9	280,6	0,0	28,8	404,2	10,0	4,3	523,0
23	1965	1348,3	237,9	Н. с.	9,1	617,4	12,4	9,7	461,8
25	1964	1045,5	268,4	21,0	48,1	347,5	6,0	4,9	349,6
25	1964	1179,2	268,4	0,0	52,9	313,9	4,0	6,7	503,3
25	1965	1121,0	250,1	Н. с.	94,2	384,4	15,1	12,4	364,8
26	1964	842,8	311,1	15,0	24,0	216,3	6,0	3,6	266,8
26	1965	828,3	311,1	Н. с.	52,9	198,5	8,0	4,8	253,0
26	1965	710,7	274,5	Н. с.	60,1	143,5	3,6	4,2	224,7
27	1964	665,3	305,0	18,0	0,0	131,2	4,0	2,4	204,7
27	1964	708,5	280,6	0,0	14,4	131,2	6,0	2,4	273,9
27	1965	664,5	305,0	Н. с.	0,0	151,4	5,4	4,9	197,8
29	1964	592,7	280,6	9,0	0,0	109,9	15,0	4,2	184,0
29	1965	641,5	286,7	Н. с.	17,8	135,8	0,6	2,2	188,4
30	1964	1175,5	475,8	12	221,2	106,3	6,0	3,6	350,6
30	1964	899,1	244,0	0,0	163,3	258,8	8,0	10,3	453,7
30	1965	1012,9	274,5	0,0	136,5	268,8	9,6	7,2	316,3

Номер скважины	Год	Общая минерализация	HCO_3^-	CO_3^{2-}	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+
31	1964	866,9	256,2	9,0	57,7	255,3	10,0	7,3	271,4
31	1965	831,1	250,1	Н. с.	61,5	252,5	11,6	9,7	255,8
32	1964	721,7	311,1	21,0	48,1	113,5	6,0	1,2	220,8
32	1965	708,7	329,4	Н. с.	43,3	117,0	6,0	6,0	207,0
33	1964	745,2	329,4	0,0	76,9	113,4	10,0	8,5	207,0
33	1965	727,6	353,8	Н. с.	15,9	108,9	16,0	7,1	225,9

В 1966—1967 гг. отмечалось снижение минерализации вод в северо-западной части, и в пределах северной части района были распространены воды с минерализацией менее 0,8 г/л. Южнее преобладали воды с минерализацией 0,8—1 г/л. Наблюдалось повышение минерализации воды, отобранной из скважин 22, 25, 27, 29, 41, т. е. в центре района, где было наиболее значительное понижение уровня воды. Максимальную минерализацию (до 1,5—22 г/л) вода имела в юго-западной части района (табл. 34, скв. 38, 43). Здесь преобладали воды сульфатно-хлоридного и гидрокарбонатно-хлоридного натриевого типов. Концентрация ионов хлора достигала 700—830, сульфата 160—260, натрия 600—730 мг/л.

В 1968 г. продолжалось снижение уровня пресных грунтовых вод под влиянием эксплуатации. Максимальное снижение было отмечено в центральной части района, где оно достигло 70—90 см (см. рис. 17, в, скв. 3, 27, 29). В этом же году произошли наиболее существенные изменения в величине минерализации грунтовых вод: на большей части района она снизилась в 2—2,5 раза по сравнению с 1966—1967 гг. В северо-западной и южной частях района ультрапресные воды с минерализацией менее 0,5 г/л занимали значительную территорию. Пресные воды с минерализацией 0,5—0,8 г/л были приурочены к юго-западной, центральной и восточной частям. Воды с минерализацией 0,8—1 и более 1 г/л были установлены на двух участках на востоке района (см. табл. 34, скв. 5 и 8). По составу ультрапресные воды являлись хлоридно-гидрокарбонатными и гидрокарбонатно-хлоридными натриевыми. Снижение минерализации сопровождалось уменьшением концентрации ионов гидрокарбоната, хлора и натрия. Концентрация ионов гидрокарбоната в этих водах изменялась от 97 до 164, хлора — от 46 до 184, натрия — от 85 до 253 мг/л.

Для установления вида функции распределения какого-либо иона в пробах воды, отобранных из скважин в период эксплуатации, весь материал был разделен на две совокупности. В одну совокупность были объединены анализы проб воды, взятых из скважин, где колебания уровня не превышали 0,1 м в год, т. е. на участках, где сохранился естественный режим грунтовых вод. Другая совокупность должна была характеризовать воды с нарушенным в

Величины минерализации и концентрации ионов в грунтовых водах Ясханской линзы за 1966—1968 гг. в мг/л.

Номер скважины	Год	Общая минерализация	HCO_3^-	CO_3^{2-}	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
5	1966	858,9	268,4	0,0	3,8	296,4	5,8	4,6	279,9
5	1967	876,3	256,2	12,0	19,7	289,3	4,0	3,5	291,6
5	1967	932,7	329,4	0,0	10,1	287,9	12,0	9,7	283,6
5	1968	895,0	250	Н. с.	86,5	265,2	4,0	4,8	284,5
7	1966	714,6	274,5	12,0	0,0	194,7	8,6	4,7	220,1
7	1967	757,7	170,8	24,0	10,0	234,3	5,8	2,9	259,9
7	1968	790,8	311,0	Н. с.	48,0	181,0	16,0	4,8	230,0
8	1966	820,1	347,7	0,0	0,0	211,3	5,8	6,9	248,4
8	1967	873,1	323,3	0,0	15,8	250,0	5,0	6,1	262,9
8	1968	1220,0	463,0	Н. с.	0,0	362,0	20,0	12,0	363,0
9	1966	699,6	286,7	"	110,5	91,5	13,4	8,2	189,3
9	1960	643,1	274,5	"	83,1	91,8	10,0	8,5	175,2
9	1968	698,6	287,0	"	101,0	99,6	14,0	8,4	188,6
9	1968	781,1	281,0	"	85,6	113,4	12,0	9,6	188,6
11	1966	1275,0	280,6	"	14,9	530,1	10,6	6,4	432,4
11	1967	1354,9	305	"	12,5	563,1	19,0	9,7	446,0
11	1968	735,0	146,2	Н. с.	48,0	283,8	6,0	4,8	246,2
14	1966	1089,1	359,9	6,0	89,4	280,1	16,2	9,7	327,8
14	1967	1273,2	311,1	"	95,1	281,5	18,0	10,3	305,2
14	1968	506,7	91,5	Н. с.	115,0	131,2	8,0	4,8	156,2
17	1966	723,1	250,1	0,0	109,0	135,8	7,6	6,0	214,6
17	1967	714,1	244,0	21,0	92,7	127,3	4,0	5,9	219,6
17	1968	418,8	134,2	Н. с.	57,6	92,4	2,0	3,6	129,0
18	1966	705,6	237,9	0,0	109,0	135,8	8,6	6,4	207,9
18	1967	691,1	225,7	9,0	49,9	180,1	6,0	6,1	214,3
18	1968	387,5	110,0	Н. с.	52,8	99,5	2,0	3,6	119,6
19	1966	572,4	225,7	18,0	65,3	86,9	6,8	10,2	159,5
19	1967	560,3	268,4	0,0	37,0	88,6	13,0	9,1	144,2
19	1968	262,9	103,8	Н. с.	33,6	46,2	2,0	6,0	71,3
21	1966	867,3	305,0	15,0	0,0	259,6	9,0	6,4	272,3
21	1967	942,1	244,0	6,0	21,1	349,3	10,8	11,2	299,7
21	1968	551,8	146,2	Н. с.	28,8	177,3	12,0	6,0	181,5
22	1966	740,7	268,4	12,0	60,1	163,1	12,4	6,7	218,0
22	1967	641,1	219,6	6,0	60,0	148,9	8,8	5,3	192,5
22	1968	383,4	146,2	Н. с.	9,6	105,8	8,0	3,6	110,2
25	1966	1045,5	280,6	0,0	16,3	389,3	9,8	6,1	343,4
25	1967	1044,9	256,2	0,0	36,0	392,1	13,6	8,9	338,1
25	1968	529,6	134,2	Н. с.	48,0	163,4	16,0	2,4	165,6
26	1966	698,7	292,8	15	3,7	152,3	4,4	3,3	227,2
26	1967	611,9	256,2	0,0	56,7	108,5	5,8	3,0	181,7
26	1968	825,4	293,0	Н. с.	28,8	237,0	4,0	4,8	257,8
30	1966	1018,8	292,8	9,0	109,6	271,9	10,8	5,4	319,2
30	1967	928,4	244,0	6,0	93,6	274,4	7,8	8,9	293,7
30	1968	444,6	140,5	Н. с.	62,4	99,4	4,0	4,8	133,5
31	1966	870,2	268,4	0,0	74,5	242,5	10,8	8,8	265,2
31	1967	782,5	237,9	0,0	73,9	214,9	11,0	7,9	236,9
31	1968	410,2	128,0	Н. с.	38,4	110,0	6,0	3,6	124,2
33	1966	787,4	317,2	12,0	109,0	107,1	10,6	7,5	224,0
33	1967	780,8	311,1	6,0	119,6	105,0	11,6	7,2	220,3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
33	1968	379,4	158,5	Н. с.	52,6	53,3	4,0	4,8	106,0
34	1966	1012,6	305,0	"	67,3	310,3	15,2	18,0	296,8
34	1967	1064,5	396,5	"	13,9	311,7	17,6	14,8	310,0
34	1968	562,4	146,5	"	52,8	177,5	8,0	9,6	168,0
37	1966	1231,6	378,2	6,0	110,1	334,0	19,8	11,4	372,1
37	1967	1068,9	353,8	3,0	25,0	332,3	9,8	7,7	337,4
37	1968	337,9	109,5	Н. с.	19,2	99,4	6,0	4,8	99,0
38	1966	1628,2	378,2	"	94,6	543,2	12,4	41,2	504,8
38	1967	1543,1	303,0	13,2	146,5	545,0	10,4	14,5	508,5
38	1968	649,0	122,0	Н. с.	86,4	220,0	0,0	9,6	211,0
41	1966	819,1	390,4	12,0	2,4	129,8	12,6	5,5	216,9
41	1967	754,3	341,6	6,0	2,9	169,5	9,8	10,1	214,4
41	1968	877,3	408,0	Н. с.	33,6	166,5	16,0	7,2	246,0
43	1966	2204,1	353,8	15	226,0	836,5	12,6	23,5	736,7
43	1967	2112,1	341,6	3,0	206,5	820,5	22,0	13,6	704,9
27	1966	715,4	329,4	0,0	17,3	146,4	11,6	3,9	206,8
27	1967	740,4	311,1	0,0	14,4	180,1	12,0	4,8	218,0
27	1968	755,0	287,0	Н. с.	19,2	206,0	8,0	4,8	230,0
29	1966	712,0	341,6	"	1,9	150,7	7,2	8,8	202,6
29	1967	752,9	317,2	"	7,2	189,7	9,8	6,4	222,6
29	1968	430,0	164,8	"	9,6	117,0	4,0	3,6	131,0

результате эксплуатации уровнем. Проверка функций распределения была сделана как для значений концентраций ионов, так и для их логарифмов и проводилась при помощи критерия согласия Пирсона χ^2 . Но в обеих совокупностях распределения ионов не удовлетворяют ни нормальному, ни логнормальному законам, что указывает на неоднородность совокупностей. Поэтому статистический анализ (законы распределения, оценки параметров) химического состава пресных грунтовых вод в условиях эксплуатации в настоящее время не может быть выполнен.

Возможно было подойти к оценке связей между парами ионов или величиной минерализации и каким-либо ионом путем вычисления непараметрического коэффициента корреляции Спирмена. Такие расчеты были сделаны, но результаты их лишь подтверждают неоднородность совокупностей и выборки, которые вызваны сложностью и наложением многочисленных причин, влияющих на изменение химического состава грунтовых вод в условиях эксплуатации. Наличие невыдержанных по простиранию прослоев разного литологического состава, слагающих водоносную толщу, обуславливает разную водоотдачу пород и скорость передвижения воды к эксплуатационным скважинам. Неодинаковая интенсивность эксплуатации и разная удаленность режимных скважин от эксплуатационных вызывает образование различных уклонов, что влечет за собой возникновение неравномерных потоков воды, направленных к эксплуатационным скважинам и проходящих через скважины режимной сети. Это и обусловило неравномерное и неоднородное изменение величины минерализации и концентрации ионов в грунтовых водах при эксплуатации их в течение 1964—1968 гг.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Песчаные пустыни находятся в пределах межгорных впадин или предгорных прогибов, которые в течение плиоцен-четвертичного времени испытывали погружение. Характерной особенностью песчаных пустынь является широкое распространение горизонта грунтовых соленых вод, в верхней части которого на отдельных участках имеются пресные воды, залегающие в виде линз. Среди водоносных пород преобладают полимиктовые карбонатные кварц-полевошпатовые пески; реже грунтовые воды различной минерализации и состава приурочены к кварц-полевошпатовым известковистым алевролитам, супесям, суглинкам, детритусово-раковинным известнякам, галечникам и кварц-известковым песчанникам. В центральных частях линз пресных вод в зоне аэрации и в верхней части водоносного горизонта распространены незасоленные породы; к периферии линз содержание солей в породах увеличивается и породы здесь засолены.

Анализ палеогидрогеологических условий показал, что низменные области Туркмении и Казахстана в плиоцен-четвертичное время были ареной деятельности речных вод и озерных бассейнов. Поднятие этих территорий во второй половине четвертичного периода привело к сокращению и миграции речных русел и озер. На обширных пространствах бывших аллювиальных долин и озерных бассейнов остались огромные толщи глинисто-песчаных осадков, которые на участках наибольшего размыва заключали значительные запасы сингенетичных пресных вод.

В западной, прикаспийской части в плиоцен-четвертичное время трансгрессии моря неоднократно сменялись регрессиями. В континентальные периоды происходило вытеснение морских сингенетичных вод из известняков и песчаных осадков морского генезиса водами атмосферных осадков и временных поверхностных водотоков.

Верхняя часть аллювиальных, озерных и морских осадков после миграции водных бассейнов была переработана ветром, в результате чего был выработан сложно расчлененный эоловый рельеф песчаных пустынь.

Для линз пресных вод характерно изменение минерализации и химического состава воды в пределах одной линзы. Наименее ми-

нерализованные воды находятся в центральных частях линз, уровень воды в которых располагается значительно выше, чем на периферии. По мере углубления минерализация воды постепенно увеличивается, превышая 50 г/л. Среди линз пресных вод имеются воды почти всех типов — от гидрокарбонатных магниевых-кальциевых до хлоридных натриевых, свойственных и соленым водам и рассолам. Разнообразный и резко меняющийся химический состав пресных вод весьма осложнил систематизацию аналитических данных. Использование различных классификаций, применяемых в гидрогеологии для выделения гидрохимических типов, классов или групп вод, не позволило отделить по химическому составу линзы пресных вод от подстилаемых и окружающих их с боков соленых и соленых грунтовых вод.

В процессе опытных работ по последовательному выщелачиванию пород каракумской свиты Ясханской линзы дистиллированной водой и искусственными растворами типа дождевых вод были получены растворы выщелачивания, минерализация и химический состав которых изменялись в основном в результате растворения солей из пород или выпадения их в осадок.

Использование термодинамических расчетов для выяснения состояния карбонатно-кальцевого равновесия в системе горная порода $\rightleftharpoons$ грунтовая вода $\rightleftharpoons$ газы позволило выявить, что между водами центральных частей линз пресных вод, с одной стороны, и водами, находящимися на периферии линз и подстилающими линзы, — с другой, существует принципиальное различие: в центральных частях подпесчаных и предгорных линз распространены ненасыщенные карбонатом кальция воды, а на периферии линз и за их пределами широко развиты воды, близкие к состоянию насыщения, или воды, пересыщенные карбонатом кальция.

Распределения произведений активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} и распределения отдельных ионов в ненасыщенных карбонатом кальция водах центральных частей линз пресных вод удовлетворяют логнормальному закону. Оценки параметров центров распределений произведений активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в этих водах меньше константы равновесия.

Формирование произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} происходит в результате взаимодействия между породой и водой. Содержание карбоната кальция в этих породах достаточно высокое и может обеспечить высокую концентрацию его в водах, залегающих в этих породах, но тем не менее в водах центральных частей всех линз произведение активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} низкое и не достигает равновесного значения. Образование таких вод возможно в случае, когда скорость движения грунтовых вод больше, чем скорость растворения карбоната кальция.

Следовательно, наличие ненасыщенных карбонатом кальция вод свидетельствует о большой динамичности воды на этих участках и, по-видимому, является результатом вторжения потоков или бассейнов поверхностных вод.

Отсутствие пространственной связи между распространением не насыщенных CaCO_3 грунтовых вод и реками не позволяет считать речные воды источниками питания ненасыщенных грунтовых вод песчаных линз в настоящее время.

Условия залегания ненасыщенных грунтовых вод (линзообразная форма в вертикальном разрезе, увеличение степени насыщения грунтовых вод CaCO_3 с глубиной и последующий переход в насыщенные и пересыщенные воды) позволяют считать, что в песчаных пустынях пополнение водоносного горизонта на участках распространения не насыщенных CaCO_3 грунтовых вод происходит сверху в результате поступления вод атмосферных осадков.

Вопрос питания предгорных линз пресных и слабо соленоватых вод за счет атмосферных осадков доказан (Кунин, 1957, Шевченко, 1959 и др.) и ни у кого сомнения не вызывает. Приведенные физико-химические расчеты подтверждают наличие этого питания. Источником питания пресных и соленых грунтовых вод в пределах песчаных пустынь на участках незакрепленных песков является вода атмосферных осадков (Огильви, Чубаров, 1963; Чубаров, 1963).

Наличие незасоленных промытых пород зоны аэрации на участках распространения не насыщенных CaCO_3 вод обуславливает незначительное увеличение минерализации атмосферных вод в процессе их инфильтрации, и пополнение водоносного горизонта на этих участках осуществляется пресными водами. Справедливость этого вывода подтверждается низкими оценками параметров средних логнормальных распределений ионов в водах, не насыщенных CaCO_3 .

Статистические расчеты показали, что эмпирические распределения частот произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в водах, близких к состоянию насыщения CaCO_3 и развитых на периферических частях линз Ясханской, междуречья Мургаб — Амударья и Восточного Муюнкума, удовлетворяют нормальному закону распределения вероятностей и принадлежат к одной генеральной совокупности. Оценка параметра общего центра распределения этой совокупности ($\lg(a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}}) = -8,279$) близка к константе равновесия (произведению растворимости $\lg K_0 = -8,28$).

Засоленность пород зоны аэрации в областях распространения вод с нормальным распределением произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} является причиной более высокой минерализации профильтровавшихся атмосферных вод. Оценки параметров средних для логнормально распределенных ионов в водах; близких к состоянию насыщения карбонатом кальция, значительно выше, чем в водах, не насыщенных карбонатом кальция.

Наличие насыщенных растворов указывает на длительность взаимодействия воды и породы и установившийся характер процессов, происходящих между ними и водоносными породами. Следовательно, насыщенные CaCO_3 грунтовые воды являются водами, долгое время находящимися в водоносном горизонте.

Распределения отдельных ионов и произведения активностей

ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в пересыщенных CaCO_3 водах Восточного Муюнкума удовлетворяют логнормальному закону. Оценка параметра среднего для произведения активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в этих водах $\lg(a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}}) = -7,464$, т. е. выше константы равновесия. Оценки параметров среднего для ионов в пересыщенных водах также значительно выше, чем для соответствующих ионов в водах, близких к состоянию насыщения, и тем более выше, чем в ненасыщенных водах. Воды, пересыщенные CaCO_3 , находятся в относительно устойчивом равновесии. Это метастабильные растворы. Образование пересыщенных CaCO_3 вод в верхней части водоносного горизонта (глубины 26—12 м) вызвано интенсивным испарением воды.

Анализ палеогидрогеологических условий, характеристика состояния карбонатно-кальциевого равновесия и гидрохимическая интерпретация законов распределения произведений активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} в пресных водах линз и в окружающих их солоноватых и соленых грунтовых водах позволили выявить, что линзы пресных вод пустынь образовались в течение плиоцен-четвертичного времени вследствие вторжения пресных подрусловых грунтовых вод и вод подозерных бассейнов в ранее сформировавшиеся грунтовые воды.

Крупные подпесчаные линзы пресных вод внутренних частей пустынь приурочены к породам континентального генезиса. Воды и водовмещающие породы этих линз являются производными горных массивов Памира и Тянь-Шаня, сформировались за счет поверхностных вод регионального стока и являются аллохтонными образованиями гумидной зоны. В районах, примыкающих к горным возвышенностям Туранской низменности и предгорьям Паропамиза и Гиндукуша, образование линз пресных вод, возможно, связано не только с аллювиальной деятельностью рек высокогорных областей, но и с местным пролювиальным стоком. Наиболее вероятно, что к таким линзам относятся линзы песков Черкезли и междуречья Теджен — Мургаб.

Крупные подпесчаные линзы пресных вод по сути дела являются предгорными линзами: это остатки вод палеопотоков. Линзы пресных вод в породах континентального генезиса — подрусловые воды, сохранившиеся в аллювиальных отложениях этих русел. Линзы пресных вод в морских отложениях — это воды местных водосборных бассейнов сухих палеологов.

Водоносные породы и воды линз в континентальных отложениях одновозрастны. Воды линз в породах морского генезиса моложе водовмещающих пород, так как эти линзы возникли вследствие инфильтрации поверхностных вод в уже сформировавшиеся морские породы.

Результаты экспериментальных работ по последовательному опытному выщелачиванию пород, оценки параметров распределений произведения активностей ионов Ca^{2+} , CO_3^{2-} и отдельных ионов, анализ направления и силы парных корреляционных связей, а так-

же линий регрессии для ионов позволяют полагать, что питание всех линз пресных вод в песчаных пустынях в течение всего последующего после их образования времени и в настоящее время осуществляется за счет атмосферных осадков, выпадающих непосредственно в пределах линз. Наряду с этим для некоторых линз может иметь значение и подпитывание в результате подтока вод из пролювиальных осадков.

Климатические изменения в течение плиоцен-четвертичного времени не только приводили к изменениям палеогидрогеологических условий, но и обуславливали различную интенсивность питания линз пресных вод атмосферными осадками. Статистически значимые расхождения в оценках параметров распределения произведения активности ионов Ca^{2+} , CO_3^{2-} и отдельных ионов, а также различия в направлении и тесноте парных корреляционных связей между ионами, видимо, не только свидетельствуют о различиях в питании линз, но и отражают различия в палеогидрогеологических условиях их образования.

Связь между наличием барханных песков и распространением линз пресных вод, видимо, заключается в том, что на отдельных участках, где сингенетичные воды песчаных аллювиальных или аллювиально-озерных отложений дали начало линзам пресных вод, верхняя часть этих отложений была перевеяна, и участки развития барханных песков стали областями питания линз пресных вод.

Имеющегося аналитического материала по химическому составу пресных вод Ясханской линзы, эксплуатируемой для централизованного водоснабжения, недостаточно для систематизации с целью выявления закономерностей изменения величины минерализации и химического состава.

Перспективны для поисков линз пресных вод области погружения в течение плиоцен-четвертичного времени, где отложились мощные толщи речных и озерных осадков.

Определение возраста пресных и соленых грунтовых вод песчаных пустынь позволило бы уточнить результаты проведенных исследований.

Необходимы более регулярные режимные наблюдения за химическим составом эксплуатируемых пресных вод Ясханской линзы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдулаев З. А. Результаты разведочного бурения на нефть и газ в Предкопетдагском прогибе. — В кн.: Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии. М., Гостоптехиздат, 1960.

Алекин О. А. Основы гидрохимии. М., Гидрометеониздат, 1953.

Алекин О. А., Морицева Н. П. К вопросу о стабильности карбонатной системы в природных водах. — Докл. АН СССР, 1957, т. 117, № 6.

Александров В. А. Классификация минеральных вод. — В кн.: Основы курортологии, т. 1. М., Госмедиздат, 1932.

Али-Заде А. А. О континентальных отложениях Юго-Западного Туркменистана. — Изв. АН ТССР, 1953, № 3.

Амурский Г. И. Елчелекская свита. Ташкент, 1960а. («Труды САИГИМС», т. 3).

Амурский Г. И. Четвертичные отложения юго-востока Туркмении. — Учен. зап. САИГИМС. Ташкент, 1960б, вып. 4.

Амурский Г. И., Мильштейн Д. М., Смирнов Л. Н. Современная структура и основные черты тектонического развития Юго-Восточного Туркменистана. Ашхабад, Изд-во АН ТССР, 1961.

Ахмедсафин У. М. Краткая характеристика грунтовых вод восточной части песков Муюнкум. — Изв. Каз. ФАН СССР, сер. геол., 1945, вып. 4—5.

Ахмедсафин У. М. Зональность грунтовых вод предгорной равнины Киргизского Ала-Тау. — Вестн. АН КазССР, 1947, № 1—2 (22—23).

Ахмедсафин У. М. К вопросу о конденсационном накоплении грунтовых вод в песчаных пустынях. — Вестн. АН КазССР, 1948, № 11 (44).

Ахмедсафин У. М. О накоплении минеральных солей в грунтовых водах песчаных пустынь. — Изв. АН КазССР, сер. геол., 1949, вып. 11, стр. 51—57.

Балашов Л. С. Роль смещения подземных вод в формировании их химического состава. М., Изд-во АН СССР, 1961. («Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР», т. XXXVI).

Блисков А. Г. Ербентский эрозийный врез. М. Госгеолтехиздат, 1963. («Труды ВСЕГЕИ, нов. серия», т. 109, вып. 14).

Брод И. О. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Прикарабагзя. — В кн.: Проблемы комплексного использования минеральных богатств Кара-Богаз-Гола. Ашхабад, Изд-во АН ТССР, 1959.

Бродский А. А. Основы гидрохимического метода поисков сульфидных месторождений. М., «Недра», 1964.

Валяшко М. Г. О некоторых общих закономерностях формирования химического состава природных вод. — Гидрохим. материалы, т. 22, 1954.

Вандер Варден Б. Л. Математическая статистика. М., изд-во иностр. лит., 1960.

Владимиров Н. М., Федин Н. Ф. Условия формирования и минерализация грунтовых вод песчаных массивов Северного Прикаспия. — Изв. АН КазССР, сер. геол., 1954, вып. 18, № 134.

Гаель А. Г., Останин Е. С. Южно-Казахстанский песчаный массив Муюнкум. — В кн.: Освоение пустынь, полупустынь и высокогорий. М., Изд-во ВАСХНИЛ, 1939.

Гаррелс Р. М. Минеральные равновесия при низких температурах и давлении. М., Изд-во иностр. лит., 1962.

Горбов А. Ф. О континентальном соленаккоплении в Кулундинской степи. — Докл. АН СССР, 1950, т. 71, № 5.

Горбунов Н. И. Поглощительная способность почв и ее природа. М., Госсельхозгиз, 1948.

Грамм М. Н. О геологической истории Сыр-Дарьи в неогене. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963, т. XXXVIII (2).

Гриднев Н. И. Особенности минерального состава золотых песков Юго-Восточных Кызыл-Кумов. — Докл. АН УзССР, 1960, № 2, с. 15—17.

Двали М. Ф., Лебедев Г. Л., Никитюк А. И. Геологические и гидро-геологические исследования Красноводского полуострова. М. — Л. Изд-во Глав. геол.-разв. упр. ВСНХ СССР. («Труды Всесоюз. геол.-разв. объедин. НКТП СССР», вып. 179).

Елисеев В. И. К вопросу о происхождении песков Муюнкум. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1956, т. 31 (5).

Елисеев В. И. Кайнозойские аллювиальные отложения северо-восточной окраины Чуйской впадины. М., Изд-во АН СССР, 1961. («Труды ГИН АН СССР», вып. 56).

Животовская А. И., Шнейдер Г. Ф. О возрасте заунгузской свиты Туркмении. — Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 4.

Животовская А. И. Плиоценовая река в Восточном Заунгузье. М., Госгеолтехиздат, 1963. («Труды ВСЕГЕИ, нов. серия», т. 109, вып. 14).

Животовская А. И., Калдаров М. К. Геологические этапы формирования подземных пресных вод северных Каракумов. — Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1965, № 5.

Каменский Г. Н. Зональность грунтовых вод и почвенно-географические зоны. М., Изд-во АН СССР, 1949. («Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 6).

Кесъ А. С. Происхождение Узбоя. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1952, № 1.

Кирста Б. Г. Сток взвешенных наносов рек Туркмении. Ашхабад, изд-во «БЫЛЫМ», 1970.

Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. М. — Л., т. 1. Изд-во АН СССР, 1946.

Кондрашева Н. В., Круглякова В. В. Линзы пресной воды под дном Каспия в Туркменском шельфе. — «Сов. геология», 1968, № 10.

Копаевич Л. П. Новые данные по стратиграфии и тектонике района среднего Узбоя. М., Госгеолтехиздат, 1956. («Труды Всес. аэрогеол. треста, вып. 2).

Костенко Н. П. Четвертичные отложения. — Изв. Казах. ФАН СССР, сер. геол. Алма-Ата, 1945, вып. 6—7 (20).

Кунии В. Н. Происхождение подземных вод Каракумов. — Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, 1947, № 1.

Кунии В. Н. Некоторые итоги изучения местных вод пустыни. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1957, № 5.

Кунии В. Н. Местные воды пустыни и вопросы их использования. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Лазарев К. Г. Гидрохимический очерк равнинной части течения р. Аму-Дарьи. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Лазарев К. Г. О влиянии катионного обмена на химический состав воды при фильтрации ее через тундры. — Гидрохим. матер. 1958, т. 28.

Лаптев Ф. Ф. Агрессивное действие воды на карбонатные породы, гипсы и бетоны. М. — Л., ГОНТИ НКТП СССР, 1939.

Легостаев В. М. Подземные воды пустынных равнин Средней Азии. — Изв. АН УзССР, 1954, № 4.

Линзы пресных вод пустыни. М., Изд-во АН СССР, 1963 (отв. ред. В. Н. Кунии).

Лобова Е. В. Почвы пустынной зоны СССР. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Лопатин Г. В. Наносы рек СССР (образование и перенос). М., Географгиз, 1952.

- Луппов Н. П. О среднеплиоценовом этапе в геологической истории Закаспия. М., Гостеолтехиздат, 1963. («Труды ВСЕГЕИ, нов. серия», т. 109, вып. 14).
- Милановский Е. Е. К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963, т. XXXVIII (3).
- Мирзаханов К. М. Геологическое строение Предкопетдагского прогиба и зоны сочленения прогиба с Каракумской платформой по данным структурно-профильного бурения. М., Гостоптехиздат, 1962. («Труды Комплексной южной геол. экспедиции», вып. 8).
- Митропольский Н. К. Техника статистических вычислений. Физматгиз, 1961.
- Мягков Н. Я., Оксенич И. Г. Климатические районы Туркмении. — «Сборник работ Ашхабадской гидрометеорологической обсерватории». Ашхабад, 1958, вып. 1.
- Новиков А. Г., Спницын Ф. Е., Загоруйко В. А. Геологическое строение, перспективы нефтегазоносности и направление геологических исследований в Кызылкумской впадине. — Изв. АН КазССР, сер. геол., 1962, вып. 5 (5С).
- Никитин С. А., Песков С. Ф. Пески юго-западных Кызылкумов. — В кн. Каракалпакия. М. — Л., 1936, т. 2.
- Огильви Н. А., Пакалнет Я. Ф. Физико-химическая характеристика минеральной воды Чвижепсе. М., Изд-во АН СССР, 1949. («Труды Лабор. гидр. геол. проблем», т. VI).
- Огильви Н. А. К вопросу методики расчета равновесного состава подземных вод. М., изд-во АН СССР, 1958. («Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР», т. XVI).
- Огильви Н. А. Некоторые вопросы теории гидрогеохимических полей. В сб.: гидрогеол. и инж. геол., № 18. М., Гостеолтехиздат, 1959.
- Песчаные пустыни Северного Приаралья и пути их освоения. Т. 1. Алма-Ата, изд-во АН КазССР, 1950, Авт.: А. Г. Гаель, М. С. Коликов, Е. А. Малиugin, Е. С. Останин.
- Очерки по физической географии Казахстана. (Пред. И. П. Герасимов). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1952.
- Попов Г. И. Апшеронский ярус Юго-Западного Туркменистана («Труды Ин-та геол. АН Туркм. ССР», т. 1), 1956.
- Попов Г. И. Апшеронский ярус Туркмении. Ашхабад, Изд-во АН ТССР, 1961.
- Попов Г. И. Верхний плиоцен Туркмении. Стратиграфия, палеонтология и история геологического развития. Автореф. дисс. Ашхабад, 1967.
- Посохов Е. В. Очерки по гидрохимии подземных вод центральных районов Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Посохов Е. В. Роль литолого-минералогического состава горных пород в формировании гидрохимических типов подземных вод. — Гидрохим. матер., 1964, № 38.
- Посохов Е. В. Формирование химического состава подземных вод (основные факторы). Л., Гидрометеоиздат, 1969.
- Приклонский В. А., Окнина Н. А. Диффузионные процессы в глинистых породах и их значение в гидрогеологии и инженерной геологии. — В кн. Проблемы гидрогеологии. М., Гостеолтехиздат, 1960.
- Птушкин Э. И., Тиунов К. В., Худайназаров Г. Тектоника Большого Балхана. — Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1961, № 1.
- Родионов Д. А. Применение математической статистики для обоснования некоторых петрографических и геохимических выводов. — «Сов. геол.», 1963, № 1.
- Родионов Д. А. Функция распределения содержания элементов и минералов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964.
- Родионов Д. А. К вопросу о статистической теории однородности геологических совокупностей. — «Геохимия», 1965, № 4.
- Рубанов И. В. О плиоцен-антропогенном континентальном соленакоплении в пустынных районах Узбекистана. — Науч. труды Ташкентск. гос. ун-та Ташкент, 1967, вып. 326.
- Рухин Л. Б. О классификации обломочных частиц и слагаемых ими пород. Вестн. ЛГУ, 1956, № 24.

Рябчинский Г. Я. Гидрогеологические условия западной части Краснодарского полуострова и условия использования подземных вод для водоснабжения Кара-Богаз-Гола. — В кн.: Проблемы комплексного использования минеральных богатств Кара-Богаз-Гола, Ашхабад. Изд-во АН ТССР, 1959.

Серякова Л. А. Испаряемость на территории Советского Союза. М., Гидрометеоиздат, 1958. («Труды Ленингр. гидрометеорол. ин-та, вып. 8»).

Силин-Бекчурин А. И. К вопросу формирования грунтовых вод в аридных областях. — Уч. зап. МГУ, геол., 1956, вып. 176.

Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Теория вероятностей и математическая статистика в технике. М., Гостехиздат, 1955.

Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Краткий курс математической статистики для технических приложений. М., Физматгиз, 1959.

Смирнов С. И. Вероятностно-статистические закономерности распределения химических элементов в природных водах. — В кн.: Гидрогеохим. матер. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Смирнов С. И. О возрасте крупных линз пресных вод Туркмении. — Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 3.

Смирнов С. И. О происхождении солености грунтовых вод Центральных Каракумов. — Докл. АН СССР, 1966, т. 167, № 2.

Смирнов С. И. Происхождение солености подземных вод седиментационных бассейнов. М., «Недра», 1971.

Соловьева Н. Ф. Солевой и биогенный сток р. Сыр-Дарыи. М. — Л., 1958. («Труды Лабор. озероведения АН СССР», т. 8).

Сорокина И. А. К вопросу классификации линз пресных (подземных) вод низовой Аму-Дарыи. — Вестн. Каракалпакск. ФАН УзССР, 1967, № 1.

Степанайтыс Н. Е. К стратиграфии плиоцена и постплиоцена на юго-западной части Каракумской платформы. — Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1960, № 2.

Стратиграфия и литология верхнемеловых отложений центральной части Кара-Кумов. — В кн.: Новые данные по геологии Туркменской ССР. М., Гостехиздат, 1963, вып. 1. Авт.: Г. А. Габриэлянц, Л. П. Громова, А. Г. Блискавка, В. Т. Кривошеев.

Стратиграфическое расчленение и литологическая характеристика разреза структурно-профильной скважины, пробуренной у кол. Чешме (Низменные Каракумы). М., Госгеолтехиздат, 1963 («Труды ВСЕГЕИ, нов. серия», т. 109, вып. 14). Авт.: А. И. Айнемер, Н. Ю. Желубовская, А. А. Лихачева, Э. И. Саперсон.

Страхов Н. М. Основные черты осадкообразования в аридных зонах. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 8.

Тиунов К. В. Новые данные о геологическом строении Северобалхашского межгорного прогиба. — Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1961, № 1.

Толстов С. П. Низовья Аму-Дарыи, Саракамыш, Узбой. История формирования и заселения. — Материалы хорезмской экспедиции, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Трофимов А. К. Тектонический и климатический факторы в истории древнего оледенения гор Средней Азии (Памир и Гиссаро-Алай). — Материалы по геол. кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе, Изд-во «Илим», 1970.

Ушко К. А. История геологического развития Западно-Туркменской впадины в плиоценовое и четвертичное время. — В кн.: Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии, вып. 7, 1962.

Ушко К. А., Сырнев И. П. История геологического развития Прикарабагзя в плиоценовое и четвертичное время. Л., Гостехиздат, 1962. («Труды Компл. южной геол. экспедиции АН СССР», вып. 8).

Федин Н. Ф. К вопросу о геологическом строении левобережной части Кызыл-Ординского массива орошения. — Вестн. АН КазССР, 1948, № 6 (39).

Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития каспийского моря. М., Изд-во АН СССР, 1957 («Труды ГИН АН СССР», вып. 10).

Федоров П. В. Четвертичные отложения Западной Туркмении и их поло-

жение в единой стратиграфической шкале Каспийской области. («Труды Ин-та геологии АН ТССР», т. 2). Ашхабад, 1959.

Федорова Т. К. Исследование карбонатно-кальцевого равновесия в дождевых и поверхностных водах некоторых районов Средней Азии и Казахстана. — «Проблемы освоения пустынь». Ашхабад, изд-во «ЫЛЫМ», 1968, № 1.

Федорова Т. К. Термодинамические и статистические исследования условий формирования пресных грунтовых вод в аридных областях. («Труды Производ. и науч.-исслед. ин-та по ниж. изысканиям в строит. Госспроя СССР, т. V, М., 1971).

Федорович Б. А. Гидрогеологический очерк Заузбойского складчатого района (Западных Кара-Кумов). СОПС АН СССР, сер. туркм., вып. 8 (Кара-Кумы), сб. IV, Л., 1934.

Федорович Б. А. Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии. — В кн.: Проблемы палеонтологии четвертичного периода. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946. («Труды Ин-та географии», вып. 37).

Федорович Б. А. Происхождение и развитие песчаных полупустынь Азии. — Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1950.

Федорович Б. А. Древние реки в пустынях Турана. — Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952.

Федорович Б. А. Основные черты рельефа песков пустыни Кара-Кумы. («Труды Ин-та географии», т. XXX, вып. 24). М., Изд-во АН СССР, 1960.

Чубаров В. Н. Влагообмен в зоне аэрации как фактор формирования пресных грунтовых вод в пустыне. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963, т. 38 (2).

Чубаров В. Н. Исследование и оценка питания грунтовых вод песчаной пустыни через зону аэрации. (На примере западной части Низменных Каракумов). Автореф. дисс. М., 1969.

Шевченко Н. Г. Гидрогеологические условия Северо-Западной Туркмении и условия использования подземных вод для водоснабжения Кара-Богаз-Гола. — В кн.: Проблемы комплексного использования минеральных богатств Кара-Богаз-Гола. Ашхабад, Изд-во АН ТССР, 1959 а.

Шевченко Н. Г. Пресные воды песчаной пустыни (на примере Западных Кара-Кумов). — Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, сб. 18. М., Госгеолтехиздат, 1959 б.

Шевченко Н. Г. О результатах бурения глубокой скважины в Приузбойских Каракумах. — Изв. АН ТССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1960, № 2.

Шульц В. Л. Реки Средней Азии, ч. I. Л., Гидрометеоиздат, 1965.

Щербаков А. В. Гидрохимические карты. Принципы и методы их составления. М., Изд-во АН СССР. («Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР», т. XXXV).

Эберзин А. Г. Неоген Северной Туркмении. Л., Гостоптехиздат, 1960. («Труды Компл. южной геол. экспед. АН СССР», вып. 5).

Юревич Л. А. Вещественный состав и условия образования акчагыльских отложений Прибалханского района Юго-Западной Туркмении. М., Изд-во АН СССР, 1966. («Труды ГИН АН СССР, вып. 164).

Ямнов А. А. О стратиграфии континентальных отложений неогена Кара-Кумов и Кызыл-Кумов. — Докл. АН СССР, 1950, т. 72, № 4.

Ямнов А. А., Кунин В. Н. Некоторые теоретические итоги новейших исследований в районе Узбоя в области палеогеографии и геоморфологии. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1953, № 8.

Harned H. S., Sholes S. K. The ionization constant of HCO_3^- from 0—50°. J. Am. Chem. Soc., v. 63, 1941, N 6.

Harned H. S., Bonner F. T. The first ionization constant of carbonic acid in aqueous solutions of sodium chloride. J. Am. Chem. Soc., v. 67, 1945, N 6.

Manov G. G., Bates R. G., Hamer W. J., Acree S. F. Values of the Constants in Debye—Hückel Equation for Activity Coefficients. J. Am. Chem. Soc., v. 65, 1943, N 9.

Vistelius A. B. The skew frequency distributions and the fundamental law of the geochemical processes. J. of geology, v. 68, 1960, N 1.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	3
Глава I. Современные представления о происхождении линз пресных вод и методы их изучения	5
Классификация линз пресных вод и особенности их химического состава	5
Основные гипотезы о генезисе подпесчаных линз пресных вод	9
Факторы формирования химического состава подпесчаных линз пресных вод	12
Методы изучения закономерностей формирования химического состава подпесчаных линз пресных вод	22
Глава II. Природные условия	33
Краткая характеристика природных условий Средней Азии и Восточного Казахстана	33
Характеристика природных условий районов распространения линз пресных вод в континентальных отложениях	36
Характеристика природных условий районов распространения линз пресных вод в морских отложениях	57
Реконструкция палеогидрогеологических условий плиоцен-четвертичного времени	61
Глава III. Формирование химического состава линз пресных вод	77
Опытное изучение последовательного выщелачивания пород	77
Состояние карбонатно-кальциевого равновесия системы природная вода ↔ порода ↔ газы	87
Закономерности распределений произведений активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} и концентраций отдельных ионов	94
Сравнение распределений	99
Корреляционные связи	106
Регрессионный анализ	110
Глава IV. Характеристика изменений уровня, минерализации и химического состава пресных вод Ясханской линзы в условиях эксплуатации	113
Заключение	119
Список литературы	124

Хр-2

87 коп.

1689

176

НЕДРА 1973