Записки Ленинградского орденов Ленина и Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова, т. XXXIV, вып. 2, 1958 г.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТУРГАЙСКОГО ПРОГИБА

В. А. Кирюхин

Геологическими исследованиями, проведенными в послевоенные годы в Кустанайской степи, выявлены огромные природные богатства: крупнейших в СССР месторождений железа, угля, бокситов и других полезных ископаемых. На базе этих месторождений уже в настоящее время создаются крупнейшие промышленные предприятия, например Сарбайско-Соколовский обогатительный комбинат, Кушмурунский угольный карьер, Тургайский бокситовый рудник и др.

Экономическое значение этой территории не ограничивается огромными минеральными ресурсами: с 1954 г. в Кустанайской, а также Кокчетавской, Акмолинской, Челябинской областях, входящих в пределы рассматриваемой территории, широким фронтом ведутся работы по освоению целинных и залежных земель. Это район, где вопросы питьевого и технического водоснабжения приобретают первостепенное значение, особенно в связи с интенсивным развитием горнорудной промышленности и сельского хозяйства.

В течение 3 лет (1953—1956 гг.) автор настоящей статьи производил полевые гидрогеологические исследования на территории, захватывающей в основном северную часть Тургайского прогиба и ограниченной 54°30′ и 51° северной широты и 61° и 67° восточной долготы. Был обобщен также почти весь фактический материал предыдущих гидрогеологических исследований и особенно обширные данные буровых гидрогеологических работ Кустанайского геологоразведочного треста (теперь Северо-Казахстанское ГУ).

Рассматриваемая территория по устройству земной поверхности представляет плато, известное под названием Тургайского. С севера к нему примыкает Западно-Сибирская низменность. С востока плато граничит с Центральным Казахским мелкосопочником, а на западе — с Уралом. Основными морфологическими элементами рельефа плато являются междуречья и речные долины. Максимальные абсолютные отметки поверхности отмечены в западной и юго-западной частях территории (300—325 *м*) и на водоразделах рек — Тоболо-Тогузакском (230—180 *м*), Тоболо-Убаганском (225—175 *м*) и Ишимо-Убаганском (280—160 *м*). Превышение водоразделов над долинами рек 50—120 *м*. Наиболее низкое положение (89—105 *м*) занимает р. Убаган, расположенная в центральной части плато. Общее понижение гипсометрической поверхности направлено на север.

Наиболее крупными реками рассматриваемой территории являются Тобол, Аят, Уй, Тогузак, Убаган, Ишим. Сток их распределяется в те-

Ленинградский горный институт Библиотека

чение года неравномерно: главная масса, приблизительно 85%, приходится на весенний период (например, средний меженный расход р. Тобол у г. Кустаная 3—15 *м³/сек*, а максимальный весенний расход 6500 *м³/сек*), средний модуль поверхностного стока территории 0,2 *л/сек* с 1 *км²*. Важным гидрографическим элементом являются озера, которых только в пределах Кустанайской области насчитывается более 2800. Особенно много озер на севере Ишимо-Убаганского, юге Тоболо-Убаганского и юго-западе Тоболо-Тогузакского междуречий. Размеры большинства озер к концу летнего периода значительно сокращаются, некоторые озера пересыхают.

Геологически рассматриваемая территория представляет собой прогиб, носящий название Тургайского, вытянутый в меридиональном направлении и ограниченный на западе Уральской, а на востоке — Казахской складчатыми областями. На территории прогиба можно выделить два основных структурных этажа — доюрский складчатый фундамент и мезокайнозойский покров. Первый характеризуется наличием изверженных пород и смятых в складки кристаллических осадочных образований, значительным развитием дизъюнктивных нарушений, сильной метаморфизацией основной массы пород. Второй отличается спокойным залеганием рыхлых и рыхлосцементированных песчано-глинистых отложений, отсутствием массивных кристаллических и изверженных пород и значительных тектонических нарушений.

1. Гидрогеологические условия и гидрохимическая зональность подземных вод

Северная часть Тургайского прогиба по схеме Н. И. Толстихина (1953 г.) относится к южной окраине Тобольского артезианского бассейна. Тобольский артезианский бассейн открыт в северном направлении, в сторону Западно-Сибирского артезианского бассейна, а на юге, приблизительно по линии оси Кустанайского вала, граничит с Тургайским артезианским бассейном.

В геологическом разрезе рассматриваемой территории может быть выделено пять водоносных комплектов: 1) доюрских образований (pCm — T); 2) юрских отложений (J); 3) меловых отложений (Cr); 4) эоцен-палеоценовых отложений (Pg_{1-2}); 5) континентальных отложений кайнозоя (Pg_3^{2-3} — N — Q).

Водоносный комплекс доюрских образований. Доюрские образования, слагающие складчатый фундамент, распространены повсеместно. Они представлены сложным комплексом пород докембрийского, палеозойского и триасового возрастов — известняками, песчаниками, глинистыми и метаморфическими сланцами, кварцитами, изверженными породами.

Коллекторские свойства пород складчатого фундамента обусловлены затухающими с глубиной тектонической трещиноватостью, трещиноватостью выветривания и закарстованностью карбонатных пород.

По степени водоносности породы комплекса делятся на водоносные, слабоводоносные и очень слабоводоносные породы.

Водоносные породы: известняки, наиболее водоносные в закарстованных зонах, и изверженные породы — на локальных участках развития тектонической трещиноватости. Удельный дебит скважин достигает 1—3 *л/сек*, максимальный[1] 10—15 *л/сек*. На участках, где водонос-

[1] Под максимальным дебитом скважин понимается дебит при понижении, равном половине мощности водоносного горизонта.

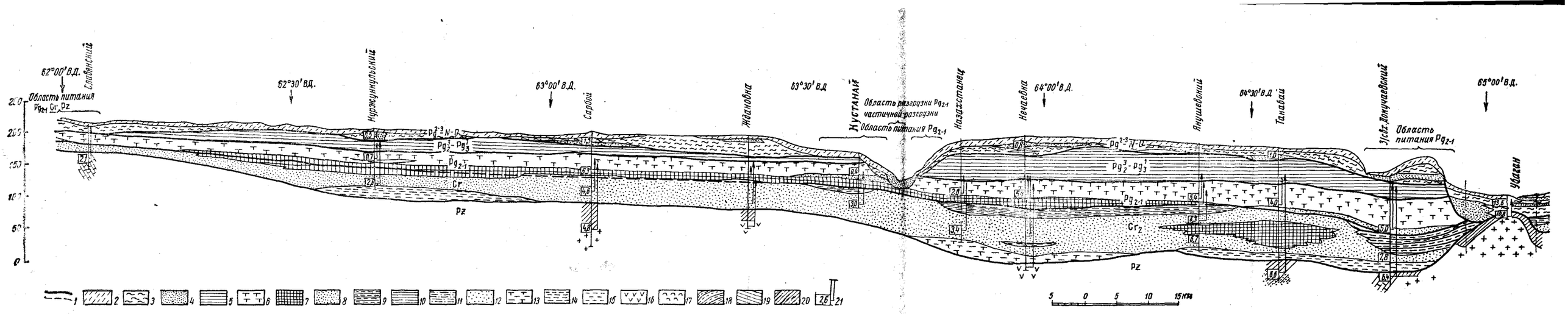


Рис. 1. Гидрогеологический профиль по 53° СШ:

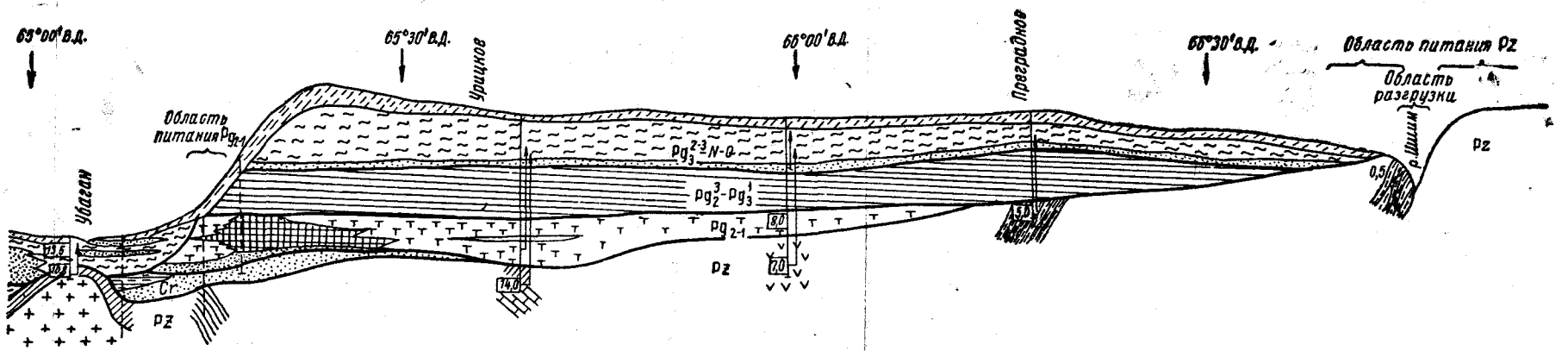
1 — граница между водоносными комплексами.

Водоносный комплекс кайнозойских континентальных отложений (Pg_3^{2-3} — N — Q): *2* — суглинки супеси; *3* — глины; *4* — пески, алевриты; *5* — глины Чеганской свиты Pg^3_2 — Pg^1_3.

Водоносный комплекс эоцен-палеоценовых отложений (Pg_2 — $_1$): *6* — трещиноватые опоковые глины глинистые опоки; *7* — мелкозернистые, реже крупнозернистые песчаники на опоково-глинистом цементе; *8* — пески.

Водоносный комплекс меловых отложений (Cr): *9* — мергелистые глины; *10* чаники на мергелистом и опоко-глинистом цементе; *11* — слабоводоносные *12* — пески; *13* — опоковые глины; *14* — лигнитовые глины, аргил

Зак. 1/413



0 — разнозернистые пес-
глинистые алевролиты;
ллиты.

Водоносный комплекс доюрский, образованный (pCm — Pz — T): *15* — граниты, гранодиориты: *16* — эффузивные породы; *17* — туфопесчаники, туфоконгломераты, туфы; *18* — сланцы, кварциты; *19* — известняки; *20* — глины коры выветривания; *21* — гидрогеологические скважины, слева внизу в квадрате — минерализация воды на данном интервале (*г/л*), справа стрелкой показан пьезометрический уровень (все рисунки составлены В. А. Кирюхиным, 1956 г.)

ность известняков и изверженных пород обусловлена трещиноватостью выветривания, удельный дебит скважин 0,05—0,5 *л/сек,* максимальный — 0,5—7 *л/сек.*

Слабоводоносные породы: кварциты, метаморфические сланцы, песчаники, конгломераты. Водоносность их достаточно постоянна: удельный дебит скважин в среднем 0,05—0,005 *л/сек,* а максимальный — 0,1—1 *л/сек.*

Очень слабоводоносные породы: глинистые, хлоритовые, графитовые и другие сланцы. Удельный дебит скважин, вскрывших сланцы, не превышает тысячных долей литра в секунду. Максимальный дебит изменяется в пределах десятых-сотых долей литра в секунду.

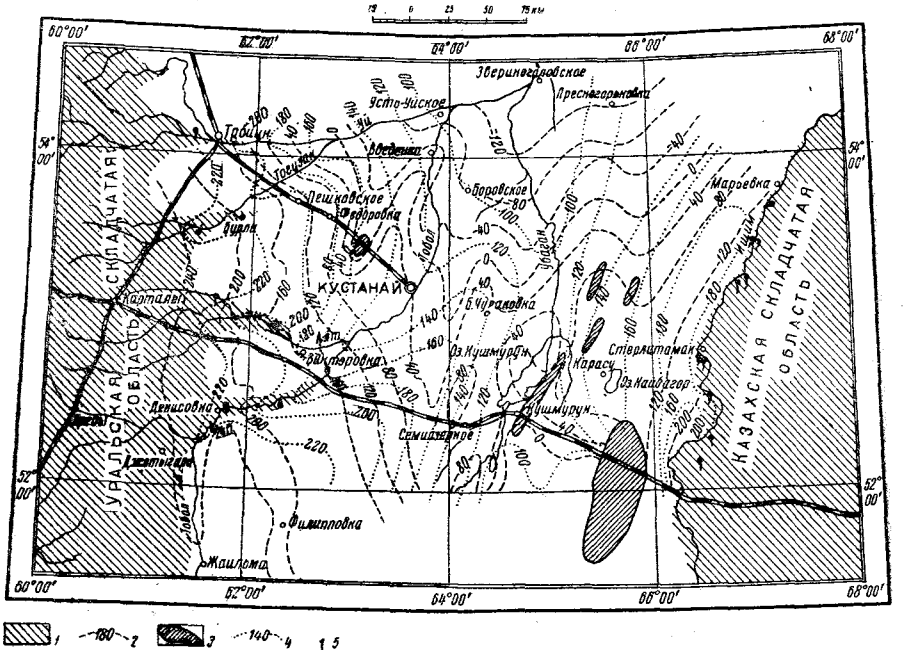


Рис. 2. Водоносный комплекс доюрских образований:

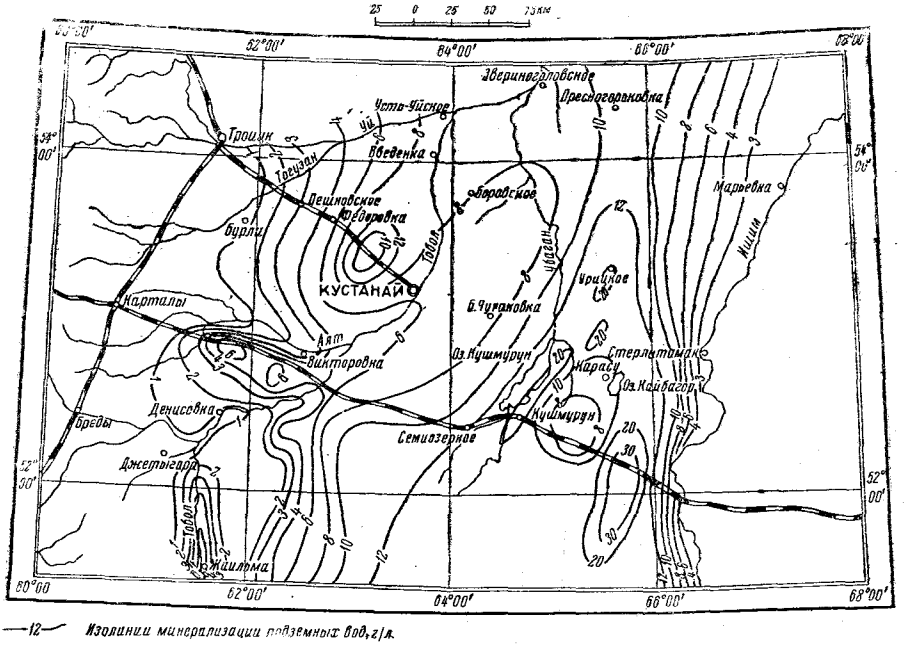
1 — площади выхода доюрских образований на поверхность, соответствующие Уральской и Казахской складчатым областям; *2* — глубокие впадины в кровле доюрских образований; *3* — изолинии кровли доюрских образований (абс. отм.); *4* — пьезометрические линии водоносного комплекса доюрских образований; *5* — источники

Питание подземных вод доюрских образований происходит главным образом в бортовых частях прогиба. На западном борту оно осуществляется за счет подземного стока с Уральской складчатой области. Общее направление движения подземных вод восточное, на придолинных же участках рек Аят, Тогузак, Уй, Тобол оно смещается в сторону долин этих рек.

Неблагоприятные условия питания подземных вод доюрских образований наблюдаются на востоке территории, где подземный сток направлен в общем на запад — с Казахской складчатой области и полностью перехватывается долиной р. Ишим, уходя на питание этой реки. Узкая долина р. Ишим вскрывает палеозойские породы на глубину 30—60 и более метров, т. е. почти на всю глубину трещиноватой зоны выветривания (рис. 1). На левобережье долины р. Ишим, в 5—7 *км* от русла, движение подземных вод направлено уже на запад, что доказывается снижением пьезометрической поверхности в западном направлении (рис. 2).

Питание подземных вод на восточном борту прогиба осуществляется на очень узкой и часто прерывающейся полосе выходов доюрского комплекса на поверхность шириной не более 2—4 *км*. Западнее этой полосы он перекрыт сверху мощной толщей чеганских ($Pg^3_2 — Pg^1_3$) и аральских ($N^1_1{}^{-2}$) глин.

На остальной площади северной части прогиба доюрский комплекс залегает под мощным покровом мезокайнозойских отложений мощностью в осевой части прогиба 200—300 *м*. Покров сложен в основном (50—70%) глинистыми практически водонепроницаемыми породами. Водообмен водоносного комплекса на этой части территории затруднен.



—12— Изолинии минерализации подземных вод, г/л.

Рис. 3. Гидрохимическая схема водоносного комплекса доюрских образований.

Указанные выше условия питания подземных вод доюрских образований находят свое отражение и в гидрохимических особенностях водоносного комплекса (рис. 3). По преобладающему развитию в нем подземных вод определенного состава и минерализации выделяются следующие гидрохимические зоны [12]: зона А — пресных азотно-углекислых гидрокарбонатно-хлоридных и гидрокарбонатно-сульфатных кальциево-натриевых вод с минерализацией до 1 *г/л*; зона *Б* — слабо солоноватых углекисло-азотных хлоридно-сульфатных и сульфатно-хлоридных натриевых вод с минерализацией от 1 до 4 *г/л*; зона В — сильно солоноватых азотных сульфатно-хлоридных натриевых вод с минерализацией от 4 до 10 *г/л*; зона Г — соленых азотных (иногда азотно-метановых) хлоридных кальциево-натриевых вод с минерализацией более 10 *г/л*.

Гидрохимическая зона А прослеживается в краевых частях прогиба, а также на бортах Уральской и Казахской складчатых областей. Ширина зоны А на востоке территории вдоль долины р. Ишим не превышает нескольких километров, в западных районах прогиба она увеличивается в среднем до 10—20 *км*.

Гидрохимическая зона Б также встречена только в бортовых частях прогиба. На восточном борту ее ширина вдоль долины р. Ишим, до 53° северной широты, не превышает нескольких километров, на север же постепенно возрастает до 30—50 *км*. Это явление вполне сообразуется с расширением в северном направлении области питания и улучшением гидродинамических условий доюрского водоносного комплекса. На западном борту прогиба зона Б распространена на более значительных площадях. Ее ширина увеличивается в северном направлении с 10—20 до 40—50 *км*. Крайние пункты этой зоны отмечаются на юге около 62°10′ восточной долготы, а на севере много западнее — около 63° восточной долготы. Это явление обусловлено усилением влияния подземного стока с Уральской складчатой области в северном направлении.

Самое широкое распространение в доюрском водоносном комплексе имеет гидрохимическая зона В. Ширина ее изменяется на восточном борту прогиба с юга на север от нескольких до 40—50 *км*, на западном борту также постепенно расширяется в северном направлении — с 15—30 *км* на юге до 150 *км* на севере. Сильно солоноватые воды распространены в центральной части Тоболо-Аятского междуречья, на большей части площади Тоболо-Тогузакского междуречья и очень широко на Тоболо-Убаганском междуречье. Такое развитие сильно солоноватых вод является следствием удаления района от области питания, увеличения глубины залегания водносного комплекса, ухудшения условий водообмена. Дальнейшее нарастание минерализации на отмеченных выше участках ограничивается дренирующим влиянием долин рек Тобол, Аят, Уй.

Соленые воды с минерализацией более 10 *г/л*, относящиеся к зоне Г, прослеживаются постепенно суживающейся к северу полосой, достигающей на юге ширины 200 *км*, а на севере 30—40 *км*. Восточная граница ее проходит в 5—10 *км* западнее долины р. Ишим, а севернее 52°45′ северной широты по меридиану 66° восточной долготы. Западная граница этой зоны проходит в северо-восточном направлении через центральную часть Тоболо-Убаганского водораздела, северную оконечность оз. Кушмурун, в сторону пос. Пресногорьковка. Тяготение гидрохимической зоны Г к восточному борту прогиба вполне согласуется с исключительно неблагоприятными условиями питания подземных вод комплекса, наблюдаемых западнее долины р. Ишим.

Водоносный комплекс юрских отложений — песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли — заполняет вытянутые в меридиональном направлении, расположенные обособленно друг от друга глубокие тектонические впадины в кровле складчатого фундамента. Сверху они прикрыты плащом мезокайнозойских отложений мощностью в 45—120 *м*. Мощности юрских отложений на различных участках колеблются в среднем от 100 до 500 *м*.

Водоносность юрских отложений слабая. В верхней части разреза значения удельного дебита скважин колеблются в пределах 0,003—0,03 *л/сек*, иногда достигая 0,9 *л/сек*. С глубиной эти значения снижаются до 0,1—0,001 *л/сек*. Водоносность повышена лишь в зонах тектонических нарушений.

Питание верхних водоносных пластов юрских отложений происходит за счет перелива из вышележащих водоносных комплексов меловых и эоцен-палеоценовых отложений. Питание водоносных пластов, не имеющих непосредственного контакта с вышележащими комплексами, сильно осложнено. Вероятно, питание, как и разгрузка нижних

водоносных пластов, происходит по тектоническим зонам и трещиноватой зоне выветривания доюрского фундамента.

Слабая водоносность юрских отложений и неблагоприятные условия подземных вод свидетельствуют о затрудненных условиях водообмена, значительно ухудшающихся в нижних водоносных пластах. Поэтому подземные воды юрских отложений, являются, как правило, солеными с минерализацией более 10—12 *г/л* (гидрохимическая зона Г). В верхних частях комплекса минерализация подземных вод обычно равна 12—15 *г/л*, иногда достигает 20—25 *г/л*. В нижних частях комплекса минерализация вод равна 25—30 *г/л*, а в ряде случаев 35—40 *г/л*.

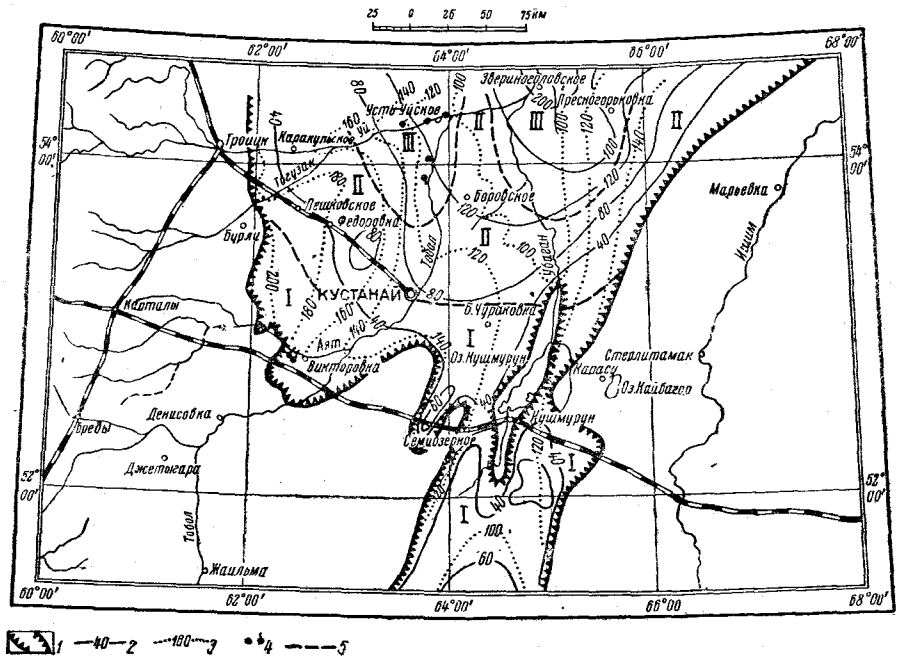


Рис. 4. Водоносный комплекс меловых отложений:

1 — граница сплошного распространения меловых отложений; *2* — изолинии мощностей меловых отложений; *3* — пьезометрические линии мелового водоносного комплекса; *4* — источники, самоизливающие скважины из мелового водоносного комплекса; *5* — границы участков с различными литологическими разрезами

Разрез меловых отложений сложен: *I* — исключительно песчаными и алевролитовыми разностями; *II* — песчано-алевролито-глинистыми отложениями (около 50% глин); *III* — преимущественно глинами (до 20% песчано-алевролитовых отложений)

Водоносный комплекс меловых отложений ограничен на западе 62° восточной долготы, а южнее долины р. Тобол — 63°30′ восточной долготы (рис. 4). Восточная граница его проходит в юго-западном направлении на расстоянии 60—80 *км* от долины р. Ишим. Следовательно, площадь мелового водоносного комплекса значительно сокращается в южном направлении. На севере ширина площади развития меловых отложений достигает 300—350 *км*, сокращаясь на юге до 100—120 *км*. Общая мощность меловых отложений увеличивается с 10—20 *м* на бортах до 60—80 *м* в центральной части прогиба. В северо-восточных районах она доходит до 160—180 *м*. В северо-восточном направлении глинистость меловых отложений увеличивается. Между 52 и 53° северной широты меловые отложения представлены обычно песками и песчаниками, несколько севернее широты г. Кустаная песчаные отложения начинают переслаиваться глинистыми, которые севернее 54°

северной широты достигают 80—90% общей мощности мелового разреза.

В меловом водоносном комплексе условно выделяем три водоносных горизонта: 1) нижний приуроченный к кварцевым песчаникам и алевролитам нижнего сеномана — нижнего мела, развитый лишь на участках эрозионно-тектонических ложбин складчатого фундамента; мощность 10—15 *м*; 2) средний, связанный с кварцево-глауконитовыми, кварцевыми песками и песчаниками, оолитовыми железняками верхнего сеномана — сантона; самостоятельно выделяется только севернее 53° северной широты, где отделяется от верхнего горизонта толщей опоковых глин мощностью 30—50—70 *м*, реже мергелистых глин мощностью 10—30 *м*, а от нижнего — сеноманскими и нижнемеловыми гли-

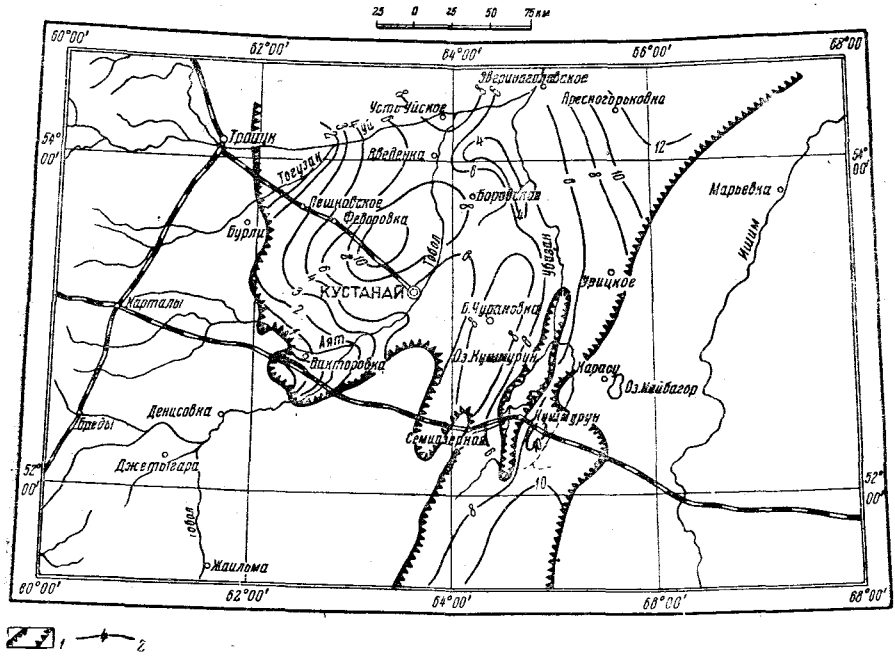


Рис. 5. Гидрохимическая схема водоносного комплекса меловых отложений:
1 — площадь сплошного распространения меловых отложений; *2* — изолинии минерализации (*г/л*)

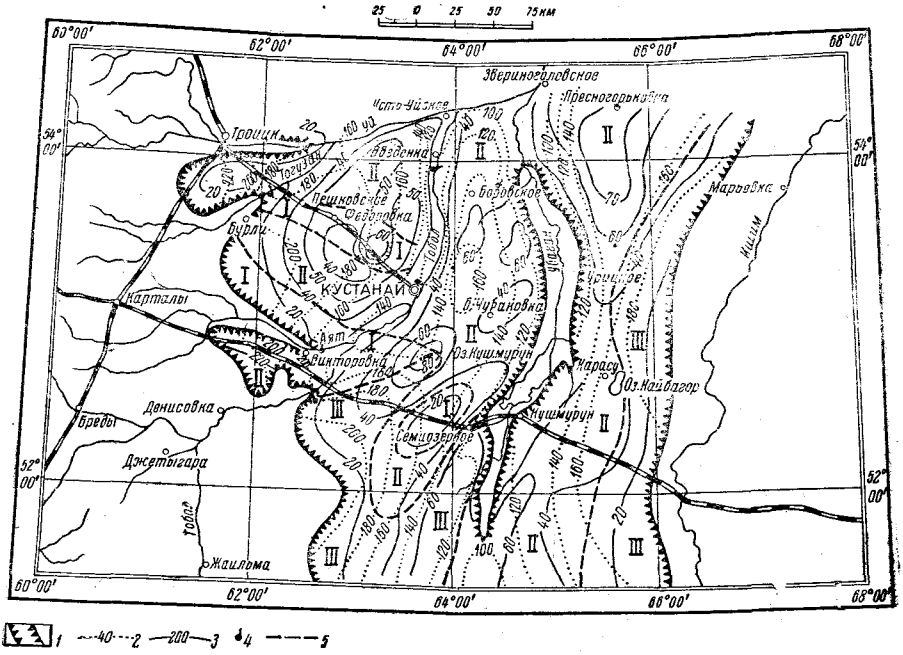
нами; мощность 10—35 *м*; 3) верхний, приуроченный к глауконито-кварцевым пескам, песчаникам, алевролитам кампан-маастрихта, имеет широкое развитие; севернее 53° северной широты отделен от эоцен-палеоценового комплекса мергелистыми глинами мощностью 10—14 *м*; мощность комплекса 15—40 *м*.

Более водоносны среднезернистые, а на ряде участков и крупнозернистые пески и песчаники сантона, кампан-маастрихта. Удельный дебит пройденных в них скважин изменяется от нескольких сотых до 0,6—1 *л/сек*, при максимальном 2—7 *л/сек*. На участках развития глинистых песков, песчаников и алевролитов удельный дебит скважин снижается до сотых долей, а максимальный не превышает 1—2 *л/сек*.

Меловой водоносный комплекс выходит на поверхность только на небольших участках юго-запада Тоболо-Тогузакского междуречья и долин рек Аят, Тогузак, а также рек Уй и Тобол. На остальной площади меловой комплекс залегает на глубинах 40—60 *м* в долинах реки и более 100—150 *м* на водоразделах. Перекрывающая комплекс толща сложена глинами неогена, олигоцена, опоковыми глинами, песками, песчаниками

эоцен-палеоцена. Поэтому на значительной площади мелового комплекса условия водообмена сильно затруднены. Это, в свою очередь, наложило отпечаток на гидрохимическую зональность подземных вод меловых отложений (рис. 5).

Пресные воды зоны А имеют ограниченное распространение на западном борту прогиба — в долинах рек Аят, Тогузак и Уй. Слабо солоноватые воды зоны Б встречаются в долинах рек Уй (западнее 63° восточной долготы), Тогузак, Аят, Тобол (юго-западнее 63°30′ восточной долготы), на Уйско-Тогузакском междуречье и западной части Аято-Тогузакского междуречья. Кроме того, зона Б отмечена на небольших участках на севере Тоболо-Тогузакского водораздела. На остальной площади мелового комплекса широко развиты сильно солоноватые воды зоны В. Лишь на крайнем северо-востоке рассматриваемой территории, в центральной части Тоболо-Тогузакского водораздела и юго-восточнее оз. Кушмурун встречены соленые воды зоны Г с минерализацией 10—15 *г/л*. Появление соленых вод зоны Г происходит на участках, наиболее удаленных от области питания подземных вод, которая находится на западном борту прогиба.



1 — 40 — 2 — 200 — 3 4 — — — 5

Рис. 6. Водоносный комплекс эоцен-палеоценовых отложений:

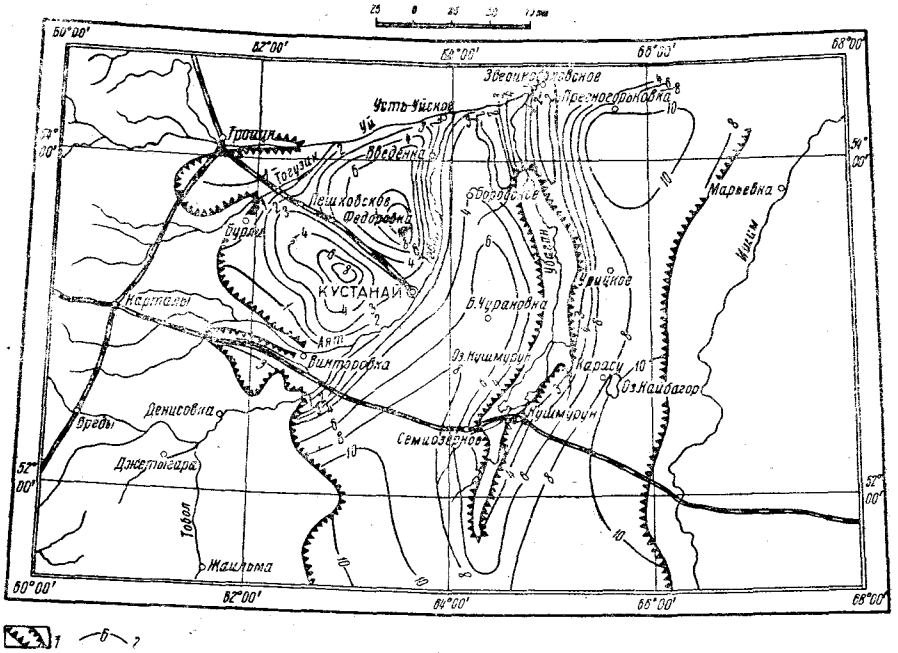
1 — граница сплошного распространения; *2* — изолинии мощностей; *3* — пьезометрические линии; *4* — источники; *5* — граница участков с различными литологическими разрезами

Разрез эоцен-палеоценовых отложений: *I* — исключительно песчаные; *II* — в верхней части опоки, опоковые глины, в нижней части пески, песчаники, на северных участках преобладание опок и глин; *III* — исключительно опоки и опоковые глины

Водоносный комплекс эоцен-палеоценовых отложений занимает значительную часть рассматриваемой территории (рис. 6). Западная граница его протягивается приблизительно от г. Троицка в юго-юго-западном направлении, восточная проходит в 15—30 *км* западнее р. Ишим. Ширина площади развития отложений эоцен-палеоцена на севере 400 *км*, на юге сокращается до 170 *км*. Литологически отложения эоцен-палеоцена представлены глауконито-кварцевыми песками, песчаниками и алевролитами на глинисто-опоковом цементе, глинистыми, иногда

кремнистыми опоками, опоковыми глинами. Обычно сверху залегают опоковые глины или опоки, снизу их подстилают песчаники, алевролиты, реже пески.

На некоторых участках разрез эоцен-палеоцена почти полностью сложен песками и песчаниками, например вдоль железнодорожной линии Тогузак-Кустанай, на западе Аято-Тогузакского и на Тоболо-Аятском междуречьях. На севере Тоболо-Тогузакского, на севере и юге Тоболо-Убаганского и на значительной части Ишимо-Убаганского междуречий в разрезе эоцен-палеоцена преобладают опоковые глины и опоки. Общая мощность отложений изменяется от нескольких метров на бортах прогиба и в долинах рек Уй, Аят, Тогузак, Тобол, Убаган, где они подвергались эрозионному размыву, до 40—80 *м* на междуречьях этих рек.



1 — 2

Рис. 7. Гидрохимическая схема водоносного комплекса эоцен-палеоценовых отложений:

1 — граница сплошного распространения эоцен-палеоценовых отложений; *2* — изолинии минерализации подземных вод эоцен-палеоценовых отложений (*г/л*)

Степень водоносности опок, опоковых глин, песчаников и песков значительно меняется по площади и с глубиной. Более водоносны трещиноватые опоки, опоковые глины и песчаники, особенно на участках речных долин. Удельные дебиты скважин на участках речных долин достигают 1—3 *л/сек,* в среднем же равны — 0,3—0,4 *л/сек.* Максимальные дебиты скважин колеблются от 1 до 12 *л/сек.* На участках междуречий удельные дебиты скважин в тех же породах значительно меньше и обычно не превышают 0,02—0,08 *л/сек,* а максимальные 1—2 *л/сек.* Для опок и опоковых глин характерно неравномерное распределение водоносности по разрезу и площади.

Эоцен-палеоценовый водоносный комплекс, в отличие от нижележащих, вскрывается рядом речных долин — Тобола, Убагана, Аята, Тогузака, Уя, и поэтому гидродинамические, гидрохимические и другие его особенности для каждого междуречья специфические (рис. 7). Так,

например, Уйско-Тогузакское междуречье отличается благоприятными условиями питания подземных вод, что обусловлено небольшой площадью междуречья, близостью естественных дрен — рек Уй и Тогузак, небольшими глубинами залегания комплекса, редко достигающими 30 *м*. На территории междуречья широко распространены пресные и слабосолоноватые воды типов А и Б.

На Тоболо-Тогузакском междуречье условия питания и водообмена значительно ухудшаются. В благоприятной обстановке находятся лишь участки, вытянутые вдоль долин рек и имеющие ширину 5—20 *км*, где комплекс не перекрыт сверху глинами чеганской свиты ($Pg_2^3 — Pg_3^1$). Здесь преобладают слабосолоноватые воды зоны Б и пресные воды

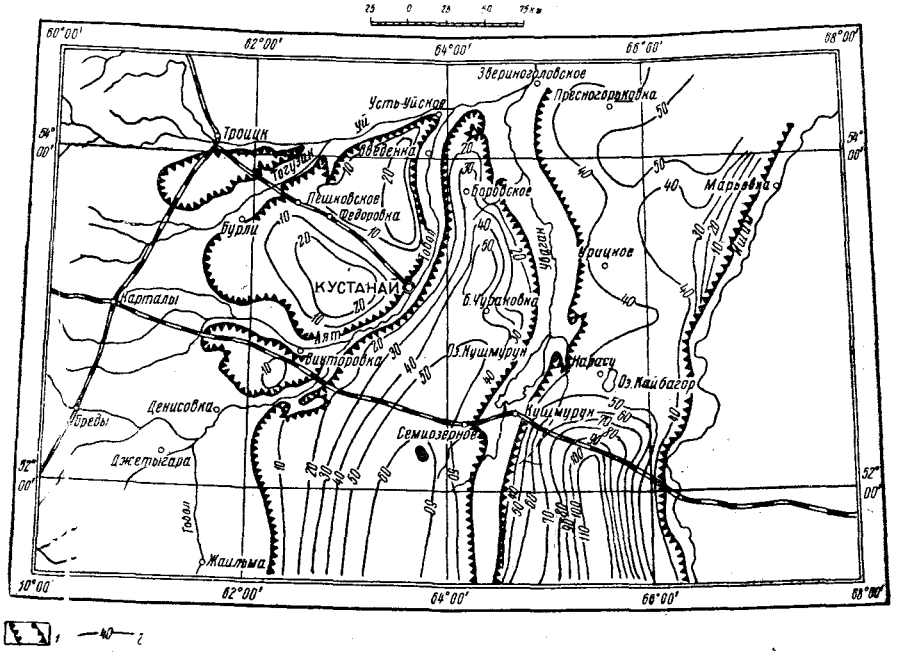


Рис. 8. Глины Чеганской свиты ($Pg_2^3 — Pg_3^1$):
1 — сплошное распространение; *2* — изолинии мощностей

зоны А. Помимо отмеченных участков, слабосолоноватые воды протягиваются узкой полосой в 5—7 *км* вдоль железнодорожной линии Тогузак — Кустанай, где мощность вышележащих чеганских глин уменьшается до 2—8 *м*. На остальной площади междуречья мощность глин Чеганской свиты и континентальных кайнозойских отложений, перекрывающих комплекс, возрастает до 30—40 *м*. Основным типом подземных вод в этом случае являются сильносолоноватые воды типа *В*.

На Тоболо-Убаганском междуречье благоприятные условия для питания и водообмена подземных вод комплекса наблюдаются только на небольшом участке на юго-западе междуречья и на бортах долин рек Тобол и Убаган, где водоносный комплекс залегает неглубоко — до 5—20 *м*. На остальной площади междуречья водоносный комплекс залегает на глубине 50—80 *м* под толщей глин чеганской и аральской свит Гидрохимическая зона А отмечается на небольших по площади участках севера Тоболо-Убаганского междуречья. Зона Б тянется полосой вдоль бортов долин рек Тобол и Убаган. Ширина ее постепенно увеличивается к северу от нескольких до 10—15 *км*. Почти всю центральную

часть междуречья занимают сильносолоноватые воды зоны В, а на южных участках появляются и соленые воды зоны Г (рис. 7).

На Ишимо-Убаганском междуречье питание подземных вод эоцено-палеоценовых отложений происходит лишь на площади шириной в несколько километров (в западной части, примыкающей к долине р. Убаган). На остальной же площади водоносный комплекс залегает на значительной глубине; на северных участках до 60—70 *м*, на южных до 120—150 *м*. Сверху он перекрыт глинами чеганской, аральской и других свит. Гидрохимические зоны распределяются на Ишимо-Убаганском междуречье следующим образом. Пресные и слабосолоноватые воды зон А и Б тянутся полосой шириной 10—30 *км* вдоль восточного

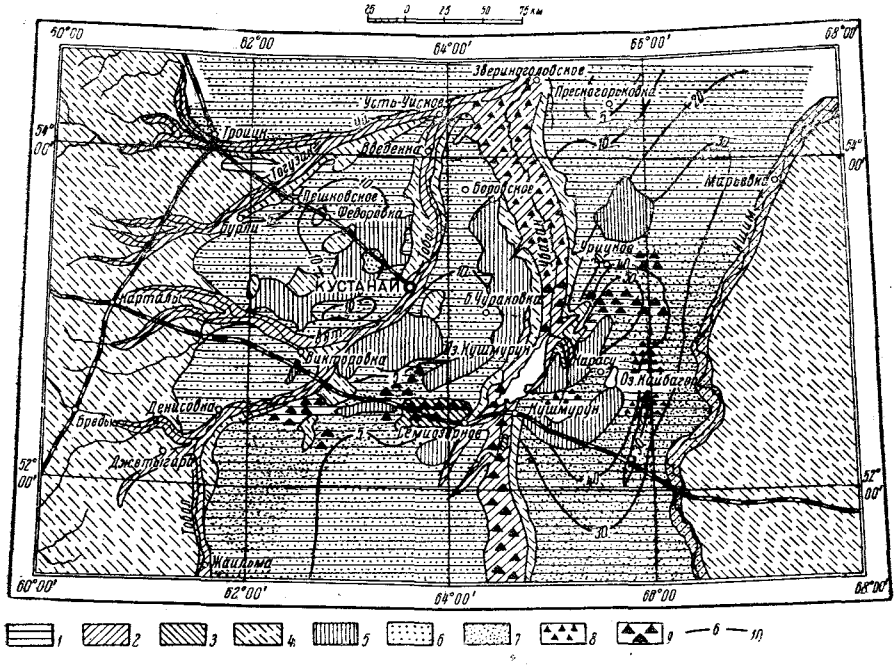


Рис. 9. Водоносный комплекс континентальных кайнозойских отложений (Pg_3^{2-3} — N — Q):

1 — песчано-глинистые отложения среднего-верхнего олигоцена и миоцена ($Pg_3^{2-3}N_1$); *2* — песчано-глинистые аллювиальные отложения (Q^{al}); *3* — эоловые пески (Q^{eol}); *4* — элювиально-делювиальные отложения — покровные глины и суглинки (показаны только на площадях, где отсутствуют другие типы отложений континентального кайнозоя); *5* — площади почти полного отсутствия в континентальном кайнозое практически водопроницаемых пород (песков, алевролитов)

Краном показывается мощность песков в толще континентальных кайнозойских отложений: *6* = до 5 *м*; *6* — 5—10 *м*; *8* — 10—20 *м*; *9* — более 20 *м*; *10* — изолинии глубин залегания водоносных песков

борта долины р. Убаган. Почти всю остальную площадь занимают сильносолоноватые воды зоны В, а на участках, наиболее удаленных от областей питания — на северо-востоке и юго-востоке междуречья, встречены соленые воды зоны Г.

Как свидетельствуют гидрохимические особенности эоцен-палеоценового комплекса, распространение соленых и сильносолоноватых вод зон Г и В связано с площадями развития мощных толщ глин Чеганской свиты $Pg_2^3 — Pg_3^1$. На участках, где чеганские глины размыты или их мощность незначительна, преобладают пресные или слабосолоноватые воды (например, долины рек и примыкающие к ним участки, центральная часть Тоболо-Тогузакского водораздела, рис. 7 и 8).

Водоносный комплекс континентальных отложений кайнозоя — среднего и верхнего олигоцена, неогена и четвертичного периода (рис. 9 и 10) — приурочен к невыдержанным по площади распространения и мощности песчаным породам. Поэтому в нем нельзя обнаружить региональные закономерности подобно указанным выше. Наибольшая мощность кайнозойских континентальных отложений характерна для Ишимо-Убаганского водораздела южнее 53°10′ северной широты (50—60 *м*), долины р. Убаган близ оз. Кушмурун (60—80 *м*) и Тоболо-Убаганского водораздела (до 40—55 *м*). На остальной территории мощность континентального кайнозоя колеблется от нескольких до 20—25 *м*. Литологически континентальные кайнозойские отложения представлены пере-

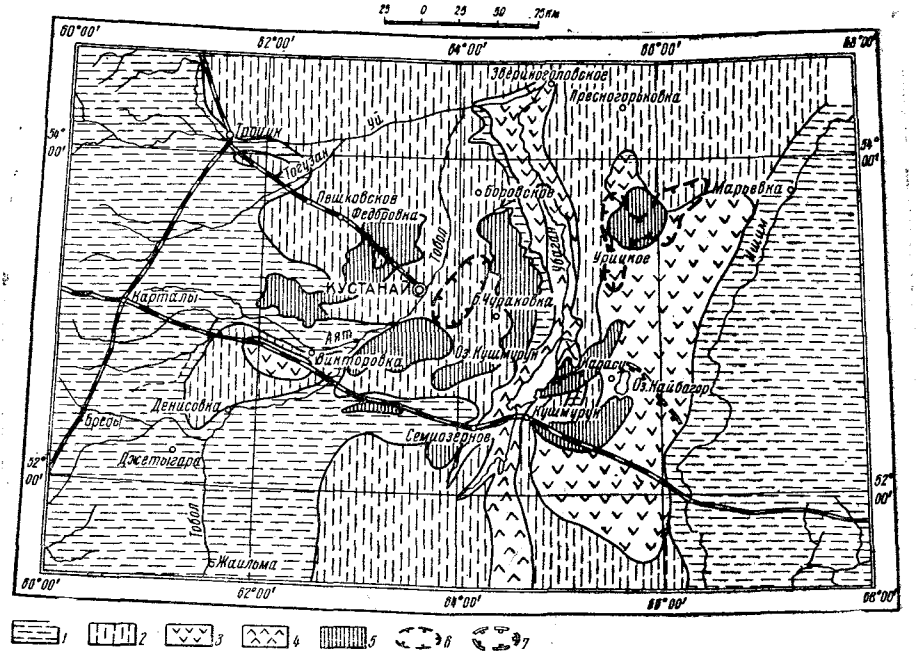


Рис. 10. Гидрохимическая схема водоносного комплекса континентальных кайнозойских отложений (Pg_3^{2-3} — N — Q):

1 — преимущественное развитие пресных вод пестрого состава (Cl — HCO_3 — Na) с минерализацией до 1 *г/л*; *2* — преимущественное развитие пресных и слабосолоноватых вод пестрого состава (Cl — SO_4 — Na, Cl — HCO_3 Na и т. д.) с минерализацией до 3 *г/л*; *3* — преимущественное развитие сильносолоноватых вод с минерализацией от 3 до 10 *г/л* сульфатно-хлоридного натриевого состава; *4* — преимущественное развитие соленых и солоноватых вод с минерализацией от 5 до 10 *г/л* сульфатно-хлоридного натриевого и хлоридно-сульфатного натриевого состава; *5* — почти полное отсутствие практически водопроницаемых пород (песков и алевролитов); *6* — широкое развитие пресной верховодки, приуроченной к нижней части покровных суглинков; *7* — почти полное отсутствие верховодки

слаивающимися глинами, песчаниками, алевролитами, песками, суглинками. Обычно в разрезе перечисленных разностей преобладают глины. Мощность песков в среднем 2—5 *м*.

Наиболее водоносными являются пески чаграйской свиты Pg_3^3 и аллювиальные пески четвертичного возраста. Удельный дебит скважин из них колеблется в пределах 0,1—2—3 *л/сек* при максимальном дебите 3—9 *л/сек*. Водоносность других песчаных отложений континентального кайнозоя значительно меньше: удельный дебит скважин не превышает 0,01—0,3 *л/сек*, максимальный 1 *л/сек*. Пресные воды зоны А и слабосолоноватые зоны Б довольно широко развиты на юге Тоболо-Убаганского водораздела, по бортам долины р. Убаган, на значитель-

ной части Тоболо-Тогузакского водораздела. Они связаны главным образом с песчаными отложениями чаграйской Pg^3_3, наурзумской Pg_3^3, кутанбулакской Pg_3^2, реже аральской N_1^{1-2} свит, а также четвертичными песками дюнного и аллювиального происхождения.

На территории Ишимо-Убаганского водораздела преобладают сильносолоноватые воды с минерализацией 7—8 *г/л*. Пресные воды могут быть обнаружены на локальных участках в нижней части четвертичных суглинков. На остальной территории северной части Тургайского прогиба в водоносном комплексе континентальных кайнозойских отложений трудно выделить районы с преобладающим развитием той или иной гидрохимической зоны вследствие исключительно пестрой и быстрой перемежаемости различных гидрохимических типов подземных вод.

2. О формировании химического состава подземных вод

Формирование химического состава подземных вод северной части Тургайского прогиба обусловлено рядом факторов, из которых наиболее значительная роль принадлежит климатическим условиям, особенностям поверхностного и подземного стока, палеогидрогеологическим условиям формирования подземных вод.

Существенное влияние на химизм оказывают выпадающие атмосферные осадки, величина испарения и некоторые другие факторы.

Летний среднемесячный дефицит влажности достигает 5,5—8 *мм* (район Кустаная — Троицка), а на юге (пос. Тургай) — 12,5 *мм*. Влияние испарения сказывается на формировании грунтовых вод при глубине залегания до 2—2,5 *м*. На территории северной части прогиба грунтовые воды на многих участках лежат на практически недосягаемой для воздействия испарения глубине. В долинах рек, на приозерных котловинах и других понижениях, где глубина залегания грунтовых вод меньше 2 *м*, испарение составляет примерно 160—180 *мм* в год. На этих участках в грунтах и грунтовых водах при средней минерализации 0,8—1 *г/л* в результате испарения такого количества воды концентрируется 1,5—1,8 *т* солей на 1 *га*, или 150—180 *т* на 1 $км^2$ в год.

Как известно, растительный покров в зимнее время способствует снегозадержанию, а в весеннее — медленному таянию снега, инфильтрации талых вод. С другой стороны, в летний период вследствие транспирации происходит значительное снижение уровня подземных вод, вплоть до полной их «сработки». Транспирационное испарение может иметь значение для грунтовых вод при глубинах до 5 *м*. По данным Д. А. Шутова [8], различными растительными ассоциациями засушливых областей транспирируется от 700 до 4000 $м^3$ воды в год в 1 *га*. Для рассматриваемой территории транспирация имеет наибольшее значение на участках развития озер и болот, особенно широко распространенных на севере Ишимо-Убаганского, юге Тоболо-Убаганского и Аято-Тогузакского водоразделов. На приозерных и болотных участках величина накопления солей в грунтовых водах вследствие транспирации при средней минерализации 0,4—0,6 *г/л* может достигать 1,7—1,8 *т* на 1 *га*.

Повышению минерализации способствуют и растворенные в атмосферных осадках (от нескольких миллиграмм на литр до 0,5—1,0 *г/л*) соли. В северной части Тургайского прогиба, судя по нескольким анализам, минерализация атмосферных осадков равна 50—70 *мг/л*, среднегодовое количество осадков несколько увеличивается с юга на север — с 213 *мм* (Тургай) до 391 *мм* (Пресногорьковка). Основная масса осадков (от 70 до 85%) выпадает летом и тратится на испарение. Сле-

довательно, из испарившихся атмосферных осадков на каждом гектаре поверхностного покрова может оставаться до 0,1—0,12 *m* солей.

Ветром переносится значительное количество солей с поверхности солончаков и соленых озер на другие площади. Это явление имеет местное значение для засоления небольших участков, прилегающих к солончакам и солеными озерам, и широкое региональное значение как

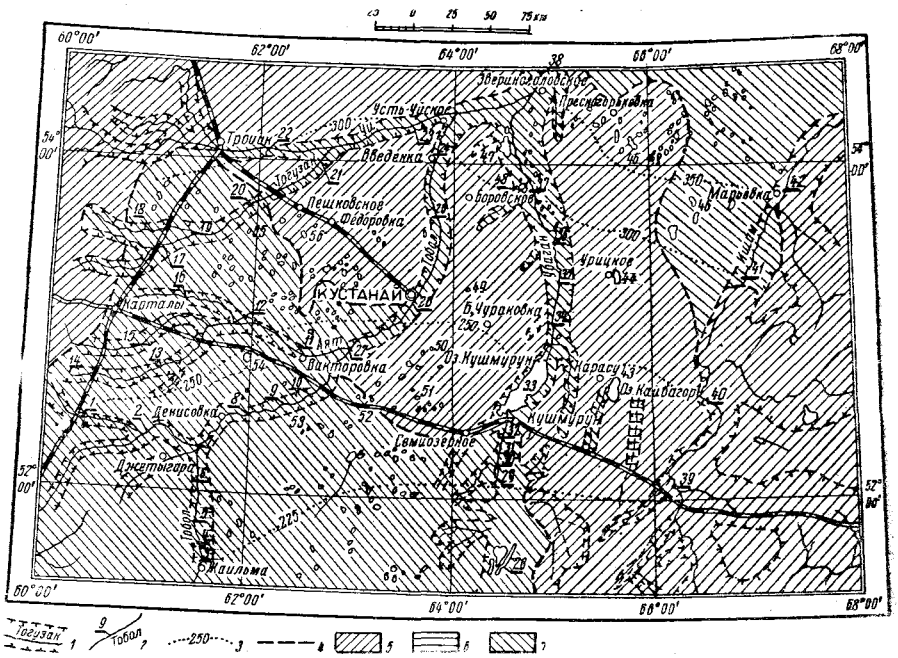


Рис. 11. Химический состав поверхностных вод:

1 — площадь активного питания речных вод за счет подземных. *2* — наблюденный створ; цифра указывает номер створа (см. таблицу); *3* — изогиеты атмосферных осадков (*мм/год*); *4* — граница между площадями развития поверхностных вод различных классов; *5* — площадь развития поверхностных вод гидрокарбонатного класса; *6* — площадь развития поверхностных вод сульфатного класса; *7* — площадь развития поверхностных вод хлоридного класса

Номер створа	Водоносный комплекс, питающий поверхностные воды		Расход речного потока на створе, *л/сек*	Манерализация, *г/л*	Тип воды
1	Pz+Q	р. Синташиты	0,1	1,5	Cl—Na
2	Pz+Q		10	0,3	Cl—Na
3	Pz+Pg_3+Q		0,0	0,0	Cl—Mg
4	Q	р. Тобол	0,0	9,9	Cl—Na
5	Q		0,0	4,4	Cl—Na
6	Pz+Q		0,0	3,2	Cl—Na
7	Pz		100	0,9	Cl—Na
8	Pz		150	0,5	Cl—Na
9	Pz+Q		10	1,5	Cl—Na
10	Pz+Q_3		5	1,0	Cl—Na
11	Cr_2+Pg	р. Аят	30	0,9	Cl—Mg
12	Cr_2+Pz		30	0,8	Cl—Na
13	Q+N+Pz		0,1	3,0	Cl—Na
14	Pz+Q		1,0	0,7	Cl—Na
15	Pz+Q		1,0	0,7	Cl—Na
16	Pz+Q		3,3	0,6	HCO_3—Na

Продолжение

Номер створа	Водоносный комплекс, питающий поверхностные воды		Расход речного потока на створе, *л/сек*	Минерализация, *г/л*	Тип воды
17	Q+N+Pz	р. Тогузак	1,0	0,8	HCO_3—Cl—Na
18	Q+N+Pz		1,0	1,5	Cl—Na
19	Q+N+Pz		0,5	0,8	Cl—Na
20	Pz +Q		1,5	0,8	Cl—Na
21	Pg_2+Q		3,0	1,1	Cl—Na
22	Pz +Q	р. Уй	1200	0,2	HCO_3—Na
23	Pg_2+Q		1800	0,8	Cl—Na
24	Pg_2+Q		2500	1,1	Cl—Na
25	Pg_2+Q		2000	1,1	Cl—Na
26	Pg_2+Q		2000	1,1	Cl—Na
27	Pg_2+Cr_2	р. Тобол	1000	1,0	Cl—Na
28	Q+N+Pg_{2-3}		Оз. Сары-Моин	3—36	Cl—Na
29	Q+N+Pg_{2-3}		Озеро	10,1	Cl—Na
30	Q+N+Pg_{2-3}		0,0	10,0	Cl—Na
31	Q+N+Pg_{2-3}		0,0	0,6	Cl—Na
32	Kz+Cr_2		0,0	27,0	Cl—Na
33	Kz +Cr_2		Оз. Кушмурун	25—63	Cl—Na
34	Pg_2+Q		0,0	1,1	Cl—Na
35	Pg_2+Q		0,0	12,4	Cl—Na
36	Pg_2+Q		0,0	4,3	Cl—Na
37	Pg_2+Q		0,0	4,0	Cl—Na
38	Pg_2+Q		3000	1,0	Cl—Na
39	Pz		3000	0,7	HCO_3—Na
40	Pz		6000	0,6	HCO_3—Na
41	Pz+Kz		5000	0,8	Cl—Na
42	Pz+Kz		2000	0,7	HCO_3—Na
43	Питание происходит за счет талых вод		Оз. Кайбагор	0,3	HCO_3—Ca
44	То же		Оз. Сарыколь	0,5	HCO_3—Na
45	»		Оз. Речное	0,4	HCO_3—Na
46	»		Оз е	8,0	Cl—Na
47	»		Оз. Тенгиз	4,0	Cl—Na
48	»		Оз. Сульфатное	340,0	Cl—Na
49	»		Озеро	245,0	Cl—SO_4—Na
50	»		»	24,0	SO_4—Na
51	»		»	24,0	HCO_3—Na
52	»		»	71,3	SO_4—Na
53	»		Оз. Карасор	160,0	Cl—Na

Примечание. Первыми указаны комплексы, играющие более существенное влияние в питании поверхностных вод. Расход речного потока на створе по данным визуальных наблюдений 1953—1956 гг.

один из факторов рассоления почв и грунтовых вод на всей рассматриваемой территории. Тургайское плато, зажатое между Уральскими горами и Казахским мелкосопочником, представляет собой, по выражению метеорологов, «трубу», в которой летом ветры дуют в одну сторону (юго-западную), а зимой — в другую (северо-восточную). Эти ветры, особенно летние (песчаные бури), обладая большой скоростью (до 5—10 *м/сек*), захватывая песчаные и другие частицы, а вместе с ними

и соли, переносят их транзитом либо на юг — в сторону Аральского моря, либо на север — в Западную Сибирь. Эти данные свидетельствуют о том, что эоловый перенос солей является отрицательным элементом в солевом балансе территории.

Поверхностный сток оказывает некоторое влияние на питание подземных вод только в весенний период. В это время расход, например, р. Тобол (близ Кустаная) может достигать 200—1000 *м*³/*сек* при меженном расходе 2—3 *м*³/*сек*. На реках Ишим, Уй, Аят, Тогузак весенний и меженный расходы также могут различаться в 50—100 и более раз. В результате подъема воды в весенний период может происходить инфильтрация поверхностных вод в бортовые части долин рек. Вполне очевидно, что зона питания при этом очень ограничена по площади, а процесс инфильтрации — во времени. В меженный период подземный сток в реки наиболее значителен.

Маршрутные исследования, проведенные автором по основным речным артериям района в 1953—1955 гг., показали, что химический состав рек весьма сходен с составом дренируемых ими подземных вод (рис. 11).

Подземный сток играет большую роль в питании рек. Река Ишим, долина которой дренирует доюрский водоносный комплекс, содержит пресные воды хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава с минерализацией 0,6—0,8 *г/л*. Поверхностный сток, образовавшийся в результате подтока подземных вод доюрского комплекса с Уральской складчатой областью, имеет гидрокарбонатный натриевый состав и минерализацию до 1 *г/л* (верховья рек Уй, Карагалы-Аят). В области разгрузки подземных вод континентальной толщи кайнозоя минерализация речных вод возрастает до 1,5—3 *г/л*.

Несколько восточнее 62° реки Тобол, Аят, Тогузак, Уй основное питание получают за счет эоцен-палеоценового водоносного комплекса, содержащего слабоминерализованные гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды. Такой же химический состав вод наблюдается в указанных реках при минерализации 0,7—1,5 *г/л*.

Питание озер, расположенных на водоразделах рек, осуществляется за счет грунтовых и талых снеговых вод. На основании имеющегося фактического материала можно наметить закономерности в распределении озерных вод определенного класса (по О. А. Алекину [1]). Пресные гидрокарбонатные озера занимают западную и центральную части Ишимо-Убаганского, северную и центральную части Тоболо-Убаганского и северо-восточную часть Тоболо-Тогузакского водоразделов. Хлоридные и более минерализованные озера расположены южнее — на юге Тоболо-Тогузакского и Тоболо-Убаганского водоразделов, на Тоболо-Аятском и северо-востоке Ишимо-Убаганского водоразделов. Сульфатные озера занимают небольшие участки на Тоболо-Убаганском и Ишимо-Убаганском водоразделах. Такое распределение гидрокарбонатных и хлоридных озер на площади района вызвано ухудшением климатических условий в южном направлении — увеличением испаряемости и уменьшением количества осадков.

Переходя к оценке поверхностного стока как фактора рассоления и засоления подземных вод и пород, нужно отметить, что поверхностный сток транзитных рек Тобола, Уй и др. безусловно влияет на рассоление подземных вод и грунтов. На участках бессточных озер и котловин он в основном имеет обратное значение.

Река Тобол, собирающая поверхностный сток с большей части территории и принимающая притоки рек Аят, Уй, Убаган, в районе г. Кургана имеет средний годовой расход 41,3 *м*³/*сек*. Водосборная площадь

р. Тобол у Кургана 136 400 *км*², причем на рассматриваемую территорию приходится 95 000 *км*². Минерализация воды в реке в среднем 0,4 *г/л*.

По этим данным расход химического стока р. Тобол у г. Кургана следующий:

$$Q_{хим} = QM = 41\,300 \cdot 0{,}0004 = 16{,}52 \text{ кг/сек} = 520\,962{,}9 \text{ т/год},$$

где $Q_{хим}$ — химический сток, *т/год*;
Q — расход реки, *л/сек*;
M — минерализация воды, *г/л*.

Другая часть химического стока, выносимого с площади северной части Тургайского прогиба, приходится на р. Ишим. Среднегодовой расход р. Ишим у г. Петропавловска примерно 60 *м*³/*сек*. Водосборная площадь 115 000 *км*². Минерализация воды 0,4 *г/л*. Величина выноса минеральных солей при помощи поверхностного стока, подсчитанная аналогичным образом, в этом случае

$$Q_{хим} = QM = 60\,000 \cdot 0{,}0004 = 24 \text{ кг/сек} = 856\,864 \text{ т/год}.$$

Принимая во внимание, что к рассматриваемой территории относятся только 25 000 из 115 000 *км*² водосборной площади р. Ишим, последней выносится с рассматриваемой площади около 195 000 *т* солей в год. Таким образом, общая величина выноса солей, связанного с поверхностными водами, с территории северной части прогиба составляет приблизительно 600 000—700 000 *т/год*.

Модуль химического стока для р. Тобол (у г. Кургана)

$$M_{хим} = \frac{Q_{хим}}{F} = \frac{520\,962{,}9}{136{,}400} = 3{,}8 \text{ т/год с 1 км}^2;$$

для р. Ишим (в г. Петропавловске)

$$M_{хим} = \frac{Q_{хим}}{F} = \frac{856\,864}{115\,000} = 7{,}45 \text{ т/год с 1 км}^2,$$

где $M_{хим}$ — модуль химического стока, *т/год* с 1 *км*²;
F — водосборная площадь реки, *км*².

На водораздельных площадях принос солей происходит за счет талых вод. При минерализации 0,005—0,06 *г/л* талыми водами (примерно 15—80 *мм* в год) приносится до 0,2 *т/год* на *га* (при отсутствии стока грунтовых вод). Несмотря на схематичность, приведенный подсчет показывает, что речная сеть района является существенным фактором выноса солей из пород.

На рассматриваемой территории отмечается прямая связь литологического состава пород и химического состава циркулирующих в них подземных вод.

В глинистых сланцах и глинистых породах палеозоя обычно наблюдается повышенная минерализация подземных вод (до 3—5 *г/л* и более) и хлоридный натриевый состав (например, в районе пос. Львовка, Бускуль, Шараколь) и почти никогда не встречаются пресные воды гидрокарбонатного натриевого состава.

Пресные воды доюрского комплекса почти всегда связаны с хорошо водопроницаемыми породами — известняками, изверженными породами, реже с песчаниками и конгломератами.

Гидродинамические условия оказывают огромное влияние на солевой баланс территории. В хорошо дренированных районах, характерных

глубоким залеганием и быстрым стоком подземных вод, нарастания минерализации почти не происходит. Наоборот, где солевой баланс подземных вод регулируется испарением вследствие неглубокого залегания подземных вод, плохой дренированности местности и слабых фильтрационных свойств пород, там создаются условия для накопления больших количеств легкорастворимых солей в подземных водах. Особенно показательны в этом отношении долины рек Тобол и Убаган. Несмотря на небольшую глубину залегания аллювиальных вод в долине р. Тобол, а также влияние испарения, подток сильно минерализованных вод с глубины, минерализация вод аллювия не превышает 3—4 *г/л*. В данном случае положительным фактором, препятствующим значительному накоплению солей, являются высокие скорости движения подземных вод. В пойме долины р. Убаган происходят главным образом процессы соленакопления. Минерализация грунтовых вод превышает, как правило, 15—18 *г/л*. Значительные площади близ русла реки заняты солончаками. Все указанное является результатом того, что солевой баланс грунтовых вод в этом районе управляется не стоком, а испарением вследствие слабой дренированности и плохих фильтрационных свойств водовмещающих пород.

Подземные воды эоцен-палеоценовых, меловых и палеозойских образований, движущиеся в северном и северо-восточном направлениях в сторону Западно-Сибирского артезианского бассейна, вносят в его пределы огромное количество солей. Масштабы этого процесса могут быть охарактеризованы следующим схематическим расчетом. Средняя минерализация подземных вод указанных комплексов на северной границе территории составляет 8—9 *г/л*. Средняя действительная скорость движения подземных вод, как показано ниже, не превышает 1—2 *м/год*. Средняя ширина фильтрации по северной границе прогиба может быть принята равной 380—400 *км*. Средняя мощность водопроницаемых пород палеогена, мела и палеозоя, по которым осуществляется разгрузка подземных вод в сторону Западно-Сибирского артезианского бассейна, составляет 120—140 *м*. На основании этих данных можно принять, что среднегодовой расход подземных вод эоцен-палеоценового, мелового и доюрского комплексов на широте 55° равен 0,1—0,12 *км*^{3}*/год*, что соответствует выносу с площади северной части Тургайского прогиба 900 000—1 000 000 *т* солей в год.

На формирование химического состава подземных вод, кроме гидрометеорологических и гидродинамических факторов, большое влияние оказывают палеогидрогеологические и палеогеографические условия.

Основные морские трансгрессии происходили на рассматриваемой территории в верхнемеловое и палеогеновое (до среднего олигоцена) время. Они явились главным источником засоления подземных вод и пород эоцен-палеоценового и нижележащих комплексов. Палеогидрогеологический фактор оказал также влияние на засоление некоторых толщ континентального кайнозоя, отлагавшихся в условиях засоленных лагун (кутанбулакская Pg_2^3, аральская N_1^{1-2} свиты).

После наступления континентального режима в кайнозое ($Pg_3^{2-3} - N - Q$) началось постепенное вытеснение из областей питания эоцен-палеоценового и нижележащих комплексов седиментационных (соленых) вод инфильтрационными (в основном пресными). В это время возникают процессы выщелачивания пород. В дальнейшем эти процессы захватывали все бо́льшую и бо́льшую часть гидрогеологического разреза, хотя степень интенсивности их затухала с глубиной и по мере удаления от области питания.

Скорость движения инфильтрационных вод была очень незначительной. Примем, что в континентальном периоде кайнозоя коэффициент фильтрации K пористость меловых и эоцен-палеоценовых пород n и гидравлический градиент I существенно не изменялись.

В настоящее время в рассматриваемых комплексах пород

$$K_ф = 2 \text{ м/сутки}; \quad n = 0{,}4; \quad I = 0{,}00005,$$

действительная скорость

$$v = \frac{K_ф I}{n} = \frac{2{,}0 \cdot 0{,}00005}{0{,}4} = 0{,}00025 \text{ м/сутки} = 0{,}091 \text{ м/год}.$$

После последней — чеганской — трансгрессии минуло 36—37 млн. лет. Следовательно, путь, который могли пройти инфильтрационные воды за это время со скоростью 0,091 *м/год*, равен приблизительно 3000 *км*. Это расстояние во много раз больше путей движения подземных вод, которые могут возникнуть в северной части прогиба, и свидетельствует о том, что процессы смешивания подземных вод чеганского времени с инфильтрационными захватили всю мощность водоносных комплексов рассматриваемой территории. Этот вывод свидетельствует о сдвиге гидрохимической обстановки в континентальный период кайнозоя ($P g_3^2$ —N—Q) для подземных вод эоцен-палеоценового и нижележащих комплексов в сторону опреснения.

Изучение химического состава подземных вод территории также свидетельствует о наличии процессов смешения инфильтрационных вод с более древними подземными водами. От областей питания водоносных комплексов в сторону их погружения минерализация в общем увеличивается до 7—15 *г/л* и изменяется состав подземных вод.

Таблица 1

Водоносный комплекс	$\frac{r\,Na}{r\,Cl}$	$\frac{r\,Ca}{r\,Cl}$	$\frac{r\,Mg}{r\,Cl}$	$\frac{r\,SO_4}{r\,Cl}$	$\frac{Cl}{Br}$
Доюрский	0,89	0,207	0,204	0,310	177
Меловой	1,03	0,333	0,414	0,5	183
Эоцен-палеоценовый	1,32	0,423	0,470	0,908	136
Числовое значение, характерное для морских вод	0,8537	0,0385	0,1986	0,103	300

Для выяснения влияния палеогидрогеологического фактора воспользуемся значениями генетических коэффициентов солевого состава подземных вод [11]. В табл. 1 по данным более 150 анализов приведены средние генетические коэффициенты для водоносных комплексов. В области питания водоносных комплексов, в условиях свободного водообмена, величины этих коэффициентов значительно возрастают. С удалением от них, глубиной и появлением условий затрудненного водообмена они приближаются к величинам, характерным для морских вод, а на участках наиболее затрудненного водообмена становятся меньше их. Коэффициенты доюрского комплекса меньше или очень близки к числовым значениям, характерным для морских вод. В меловых и особенно эоцен-палеоценовых комплексах они больше значений, характерных для морских вод. На Уйско-Тогузакском и в краевых частях Тоболо-Тогузакского междуречий, где во всех комплексах наблюдаются условия достаточно свободного водообмена, значения коэффициентов значи-

тельно превышают величины, характерные для морских вод. Так отношение $\frac{r\,Na}{r\,Cl}$ равно 1,1—1,4, $\frac{r\,Ca}{r\,Cl}$ —0,5— и т. д. С другой стороны, на Ишимо-Убаганском междуречье, где водообмен наиболее затруднен и условия питания неблагоприятны, величины отношений $\frac{r\,Na}{r\,Ca}$, $\frac{r\,Mg}{r\,Cl}$, $\frac{r\,SO_4}{r\,Cl}$, $\frac{Cl}{Br}$ в доюрском, юрском, меловом и эоцен-палеоценовом комплексах значительно меньше предельных значений, характерных для морских вод. Таким образом, формирование химического состава подземных вод обусловлено, с одной стороны, влиянием палеогидрогеологической обстановки, а с другой — условиями водообмена.

Итак, химический состав современных вод обусловлен сложными физико-химическими и биохимическими процессами выщелачивания ионно-солевого комплекса пород, образовавшегося в результате влияния морских трансгрессий. Ясно, что подвижные седиментационные воды давно ушли в северные или южные от Кустанайского вала районы, но сохранилась геохимическая обстановка, способствующая засолению инфильтрационных вод.

Длительное внедрение инфильтрационных вод вызывает изменение равновесия — изменение химического состава подземных вод и ионно-солевого комплекса водовмещающих пород. В свою очередь, изменяется химический состав инфильтрационных вод, которые по мере удаления от области питания постепнно выщелачивают породы, накопляют значительное количество растворенных солей, так как промытость водоносных комплексов с удалением от областей питания ухудшается.

Значение геохимической обстановки для химического состава подземных вод, происхождение которой обязано морским трансгрессиям мелового и палеогенового времени, ослабевает и может исчезнуть в условиях свободного водообмена, но имеет решающее значение в условиях затрудненного водообмена.

Таблица 2

Общая площадь территории, км²	Вынос солей, т/год							Общий вынос солей, т/год
	поверхностным		стоком		всего подземным стоком	эоловым переносом (условно)		
	р. Тобол, водосбор 95 000 км²		р. Ишим, водосбор 25 000 км²					
	с 1 км²	всего	с 1 км²	всего		с 1 км²	всего	
120 000	3,8	371 000	7,4	195 000	1 000 000	4	480 000	2 046 000

Выделенные выше факторы по-разному проявляются на различных участках территории, по-разному действуют на засоление и рассоление различных водоносных комплексов как подземных вод, так и водовмещающих пород. Приведенные ранее предварительные подсчеты количества солей, участвующих в общем солевом балансе территории под воздействием того или иного фактора, не говоря уже о том, что они являются приблизительными, не могут дать раздельной количественной оценки процессов соленакопления в подземных водах, породах и почвенных растворах. Но они помогают ориентироваться в качественной оценке роли этих факторов. В табл. 2 и 3 дана предварительная оценка

солевого баланса. Приведенные данные общего привноса и выноса солей конечно, не являются точными, но они дают представление о той огромной массе солей, которая участвует в солевом балансе территории, и показывают, что если в верхней части гидрогеологического разреза и могут происходить на ряде участков процессы засоления, то в нижней части разреза, начиная с эоцен-палеоценового комплекса, происходят в основном процессы выщелачивания водоносных пород.

Таблица 3

Общая площадь территории, км²	Средняя величина атмосферных осадков в год		Средняя минерализация атмосферных осадков, т/м³	Привнос солей атмосферными осадками, т/год				Общий привнос солей, т/год
				образующихся при испарении атмосферных осадков летом		попадающих в грунтовые воды с талыми водами		
	мм	на 1 км², м³		на 1 км²	всего	на 1 км²	всего	
120 000	260	260 000	0,00006	12	1 440 000	3,6	432 000	1 872 000

3. Практическое значение подземных вод

Подземные воды как источник водоснабжения. Как указывалось в начале статьи, освоение богатейших естественных ресурсов Тургая требует максимального использования всех возможных источников водоснабжения и в первую очередь подземных вод. Из гидрохимических закономерностей подземных вод следует, что в доюрском водоносном комплексе воды, годные для целей водоснабжения (с минерализацией до 3—4 *г/л*), распространены на западном и в меньшей степени восточном бортах прогиба. Ширина полосы их распространения 50—80 *км* на западном и от 5—7 до 30—40 *км* на восточном бортах (см. рис. 3). В меловом водоносном комплексе такие воды встречаются на очень ограниченной площади — в долинах рек Аят, Тогузак, Уй (между 62 и 63° восточной долготы), Тобол (западнее 60°30′ восточной долготы), на западных участках комплекса, а также на северо-востоке Тоболо-Убаганского водораздела (см. рис. 5).

В эоцен-палеоценовом водоносном комплексе пресные и слабосолоноватые воды приурочены к бортовым частям долин рек Тобол, Аят, Тогузак, Уй, Убаган, а также на участках размыва чеганских глин и на водоразделах рек в центральной части Тоболо-Тогузакского и на юго-западе Тоболо-Убаканского водоразделов (см. рис. 7). В водоносном комплексе континентальных кайнозойских отложений воды, пригодные для водоснабжения, наблюдаются в песках чаграйской свиты на бортах долины р. Убаган, на участках развития отложений наурзумской, кутанбалакской, аральской и кустанайской свит, а также в дюнных и аллювиальных песках четвертичного возраста. Основные площади развития этих вод расположены на юге Тоболо-Убаганского (южнее 52°40′ восточной долготы), юго-западе Тоболо-Тогузакского и юго-западе Ишимо-Убаганского междуречий, а также в долинах рек Тобол, Аят, Уй, Тогузак, Ишим (см. рис. 10).

Некоторое значение для мелкого сельскохозяйственного водоснабжения, например полевых станов, тракторных бригад и т. д., имеет верховодка, приуроченная к нижней части четвертичных суглинков. Пресная верховодка наиболее широко развита в центральной части Ишимо-Убаганского водораздела.

В соответствии с гидрогеологическими условиями задача водоснабжения будет решаться различно в разных районах.

Сравнительно хорошо обеспечены подземными водами, годными для сельскохозяйственного водоснабжения, районы Уйско-Тогузакского междуречья, восточного склона Урала, долины рек Уй, Тогузак, Аят, Тобол, Ишим. Благоприятные условия наблюдаются на значительной площади Тоболо-Тогузакского, Тоболо-Аятского и Тоболо-Убаганского междуречий. Лишь небольшая часть территории районов Ишимо-Убаганского междуречья и долины р. Убаган может быть обеспечена пресными и слабосолоноватыми подземными водами. Это вызывает необходимость использования других источников водоснабжения: 1) вод рек Аят, Тобол, Тогузак, Уй, Ишим и многочисленных озер, широко распространенных в северной части Тургайского прогиба; 2) атмосферных осадков, которые могут быть использованы путем зарегулирования талых вод и получения конденсационной влаги из воздуха; 3) мероприятий по искусственному регулированию ресурсов грунтовых, а при возможности и более глубоких вод; 4) мероприятий по опреснению широко распространенных сильно солоноватых вод с минерализацией 5—10 *г/л*.

За счет подземных вод и других источников водоснабжения могут быть решены задачи сельскохозяйственного водоснабжения в большинстве пунктов рассматриваемой территории. Значительно хуже обстоит дело с организацией водоснабжения горных и промышленных предприятий, так как динамические ресурсы подземных вод и поверхностный сток могут обеспечить их бесперебойное водоснабжение лишь на первом этапе строительства. С введением на полную мощность, например, таких предприятий, как Сарбайско-Соколовский обогатительный комбинат, Кушмурунский угольный разрез, потребность в воде не будет удовлетворяться даже при полном использовании всех рассмотренных выше источников водоснабжения. Поэтому вполне своевременным является претворение в жизнь плана переброски вод рек Иртыш и Тургай и других планов изменения природы Тургая.

О бальнеологическом и нефтепоисковом значении подземных вод. На ряде участков во время полевых работ нами были обнаружены подземные воды, которые относятся к минеральным по содержанию йода, брома, метаборной и кремневой кислот.

Лучше всего под категорию минеральных вод подходят бромистые воды на участке близ южной оконечности оз. Кушмурун (0,06 *г/л* брома), которые обнаружены в верхней части юрских отложений (на глубине 120—150 *м*). Можно ожидать, что с глубиной содержание брома будет увеличиваться. В доюрском водоносном комплексе содержание брома на различных участках прогиба изменяется от нескольких миллиграмм на литр до 0,04 *г/л*. Но эти значения не являются пределом, так как комплекс изучен недостаточно. В меловом водоносном комплексе бромистые воды обнаружены на севере рассматриваемой территории (0,02—0,03 *г/л*). В эоцен-палеоценовом водоносном комплексе содержание брома в подземных водах обычно не превышает 0,025 *г/л*.

Борные, кремнистые и йодистые воды обнаружены пока в отдельных точках территории и их региональное распространение еще не определилось. Ряд свойств и компонентов подземных вод, представляющих интерес в бальнеологическом отношении (радиоактивность, содержание лития, фтора и т. п.), еще не исследован.

Кроме подземных вод, источником минеральных вод могут быть воды озер. Главными из них являются озера сульфатно-хлоридного типа — Кушмурун, М. Аксаут, Щелочное, Горько-соленое, Жалы-куль, Карасор, Сульфатное и ряд других. Содержание брома в первых двух

озерах достигает 0,04—0,1 *г/л*, калия — 0,03—0,5 *г/л*, кремневой кислоты — 0,013—0,02 *г/л*, метаборной — 0,02—0,04 *г/л*. Кроме сульфатно-хлоридных озер, лечебное значение имеют содовые озера, расположенные на площади леса Аман-Карагай.

Из нескольких тысяч озер северной части Тургайского прогиба изучено лишь несколько десятков. Однако перспективность многих озер в бальнеологическом отношении не вызывает сомнений. Необходимы более полные исследования минеральных богатств района.

Солевой и газовый составы подземных вод, биоценоз микрофлоры и гидродинамические условия подземных вод вполне определенно показывают, что в мезозойских и кайнозойских водоносных комплексах, а также в верхней части доюрского водоносного комплекса не создается благоприятных условий для скопления и сохранения сколько-нибудь значительных запасов нефти и газа. Нижняя часть палеозойского комплекса пока не изучена и высказываться о ее перспективности еще нет оснований.

Использованная литература

1. Алекин О. А. Основы гидрохимии. Гидрометеоиздат, 1953.
2. Бунеев А. Н. Основы гидрогеохимии минеральных вод осадочных отложений. Медгиз, 1956.
3. Виноградов А. П. Рассеянные химические элементы в подземных водах разного происхождения (о значении коэффициентов пропорциональности). Тр. лаборатории гидрогеологич. проблем, 1948, т. I.
4. Каменский Г. Н. Гидрогеохимическая зональность в распределении подземных вод. Тр. Моск. геологоразв. ин-та, 1954, т. XXVI.
5. Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. Изд-во АН СССР, 1946.
6. Куделин Б. И. Гидрогеологический анализ и методы определения подземного питания рек. Тр. лаборатории гидрогеологич. проблем, 1951, т. X.
7. Легостаев В. М. Скорость движения грунтовых вод в засоленных грунтах. Тр. лаборатории гидрогеологич. проблем, 1951, т. X.
8. Приклонский В. А. Некоторые закономерности формирования грунтовых вод в засушливых областях. Тр. лаборатории гидрогеологич. проблем, 1951, т. I.
9. Саваренский Ф. П. Некоторые данные по химической денудации в верховьях рек Волги, Москвы, Оки. Тр. лаборатории гидрогеологич. проблем, 1948, т. 1.
10. Справочник по водным ресурсам Северного Казахстана. Под. ред. А. А. Копылова, Гидрометеоиздат, 1953.
11. Сулин В. А. Воды нефтяных месторождений в системе природных вод. Гостоптехиздат, 1947.
12. Толстихин Н. И. Гидрохимическая зональность артезианских бассейнов. Зап. ЛГИ, 1956, т. XXXII, вып. 2.
13. Тугаринов В. Н. Некоторые результаты изучения процессов конденсации водяных паров из воздуха. Вопросы изучения подземных вод и инженерно-геологических процессов. Изд-во АН СССР, 1955.
14. Шагоянц С. А. Палеогидрогеологическая схема формирования подземных вод Центральной и Восточной частей Северного Кавказа. Тр. лаборатории гидрогеологич. проблем, 1950, т. VI.
15. Щеголев Д. И., Толстихин Н. И. Подземные воды в трещиноватых породах (на опыте изучения Сев. Казахстана и Забайкалья). Изд. Спецгео, 1939.