

Б. Ф. Маврицкий

ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ
СКЛАДЧАТЫХ
И ПЛАТФОРМЕННЫХ
ОБЛАСТЕЙ СССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
НАУЧНЫЙ СОВЕТ
ПО ГЕОТЕРМИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Б. Ф. Маврицкий

ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ
СКЛАДЧАТЫХ
И ПЛАТФОРМЕННЫХ
ОБЛАСТЕЙ СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1971

В работе проведено гидрогеотермическое районирование территории СССР на основе геолого-структурного принципа, показаны условия формирования термальных вод и их месторождений в различных геолого-структурных обстановках; дано подробное описание термальных вод по отдельным районам с характеристикой их температуры, минерализации и состава; отражена степень гидрогеотермической изученности территории Советского Союза; определены прогнозные запасы термальных вод как в целом по СССР, так и по отдельным его районам, приведены критерии геолого-промышленной оценки месторождений термальных вод. На основе обобщения фактического материала выделены и описаны перспективные районы, в пределах которых термальные воды могут использоваться в народном хозяйстве. Намечены пути дальнейших гидрогеотермических исследований.

Ответственный редактор
доктор геол.-мин. наук
Ф. А. МАКАРЕНКО

Гидрогеотермия как одно из направлений гидрогеологии является наукой об условиях формирования и закономерностях распространения термальных подземных вод глубоких горизонтов, главных аккумуляторов и переносчиков земного тепла. Поискам источников подземного тепла и определению возможностей экономически выгодного его использования в последние годы уделяется много внимания. Об этом свидетельствуют проведенные в 1956 и 1964 гг. всесоюзные совещания по геотермическим исследованиям в СССР, а также два постановления Совета Министров СССР, принятые в 1963 г.: «О развитии работ по использованию в народном хозяйстве глубинного тепла Земли» и «Об использовании геотермальных вод для электрификации и теплофикации г. Петропавловска-Камчатского и прилегающих к нему районов». В постановлениях подчеркнута ценность термальных вод как полезного ископаемого.

Хотя удельный вес геотермальной энергии в общей энергетике промышленно развитых стран еще очень мал, перспективы ее применения значительны. Это отметила состоявшаяся в 1961 г. в Риме Международная конференция, посвященная вопросам исследований новых видов энергии и их использования в практических целях. Многолетний зарубежный и отечественный опыт использования земного тепла показал также экономическую выгоду эксплуатации этого источника энергии.

Глубокое изучение всех вопросов, связанных с распространением термальных вод на территории СССР и условиями их формирования, представляет не только практический интерес, но и имеет важное теоретическое значение, поскольку выявление общих гидрогеотермических закономерностей существенно необходимо при различных геологических исследованиях, особенно таких, как изучение глубинных процессов, происходящих в земной коре и в первую очередь процессов рудообразования, формирования и разрушения нефтегазоносных залежей, месторождений йодобромных вод и др.

Первые крупные геотермические исследования в нашей стране были осуществлены в нефтяном районе. Их провел в начале XX в. на Апшеронском полуострове Д. В. Голубятников, который считал, что геотермические исследования в комплексе с геохимическими имеют важное значение для решения вопросов о происхождении вод нефтяных месторождений и образовании самих нефтяных месторождений. В тот же период А. Н. Огильви, изучавший кавказские минеральные воды, высказал мысль, что термометрические исследования в комплексе с геологическими и гидрогеологическими данными позволяют глубже рассматривать вопросы генезиса подземных вод.

В дореволюционный период работы по разведке и использованию термальных вод (за исключением вод лечебного значения) не проводились. После Октябрьской революции, особенно с тридцатых до пятидесятых годов, геотермические исследования в основном проводились попутно в связи с поисками залежей нефти, газа, угля и других полезных ископа-

емых и разработкой их месторождений. В это время группой исследователей во главе с С. А. Красковским были выполнены температурные замеры. Анализируя отечественный и зарубежный опыт геотермических исследований, С. А. Красковский в 1939 г. высказал мысль о возможности использования в нашей стране тепловой энергии земных недр.

А. М. Овчинников, развивая идеи А. Н. Огильви при изучении условий формирования терм, подчеркивал, что температура источников является функцией гидрогеологических и климатических факторов и в основном зависит от скорости течения вод и теплофизических свойств пород.

Большой вклад в развитие теории и методики геотермических исследований внесли В. Н. Дахнов и Д. И. Дьяконов, которые с тридцатых годов занимались геотермическими исследованиями в различных нефтегазоносных районах. В их работах показано, какое значение имеют такие исследования при решении вопросов, связанных с изучением теплового поля Земли, вод, а также с разработкой, эксплуатацией и формированием месторождений полезных ископаемых (особенно нефтегазоносных).

Большое значение имели исследования, проведенные в тридцатых и сороковых годах Ф. А. Макаренко на Кавказских минеральных водах, Ш. Ф. Мехтиевым — на Апшероне, Г. М. Сухаревым — в Грозненском районе и Дагестане, М. Ф. Беляковым — в районах нефтяных месторождений Эмбы, Второго Баку, Краснодарского края и др.

Так, Ф. А. Макаренко на Кавказских минеральных водах показал тесную связь температуры недр с тектоникой, циркуляцией подземных вод и эрозионными факторами.

В 1956 г. Академией наук СССР было проведено Первое Всесоюзное совещание по геотермическим исследованиям в СССР, которое подвело итог работам в области теоретической и прикладной геотермии. Совещанием была подчеркнута важность и необходимость изучения теплового режима земной коры, а также оценки паро- и гидротермальных ресурсов СССР в целях их практического использования. В связи с этим в Лаборатории гидрогеологических проблем им. Ф. П. Саваренского АН СССР Ф. А. Макаренко была выдвинута крупная научная проблема «Термика подземной гидросферы». Геотермические исследования приобрели целеустремленность и размах. Стало больше уделяться внимания термальным водам как основному аккумулятору и перераспределителю тепла, а также их практическому использованию. Появились работы, характеризующие геотермические условия отдельных районов СССР. Это работы Ф. А. Макаренко, А. З. Бедчера, А. И. Хребтова, В. С. Котова, С. А. Джамалова, Г. М. Сухарева по Предкавказью; М. А. Кашкая, А. Г. Аскерова — по Азербайджану; Л. Н. Барабанова, Н. И. Долухановой, В. Л. Егояна — по Армении; И. М. Буачидзе, С. С. Чихелидзе, Ш. Р. Чубинидзе — по Грузии. На Украине проводили исследования А. Е. Бабинец, в Донбассе — Я. Н. Кашпур и В. Я. Орда, в Крыму — С. В. Альбов; в Белоруссии — Г. В. Богомолов, на Русской платформе — В. А. Покровский и Б. Г. Поляк, в Западной Сибири — Б. Ф. Маврицкий, А. А. Розин, Г. А. Череменин, в Казахстане — В. С. Жеваго, в Средней Азии — Б. А. Бедер, в Западно-Туркменской впадине — А. В. Щербаков, С. С. Джибути, в Алтае-Саянской складчатой области — Г. Б. Гавлина, на Сибирской платформе — С. В. Лысак и И. С. Ломоносов, в Забайкалье — Н. И. Толстихин, С. В. Лысак, В. Г. Ткачук, Н. В. Яснитская и др. Термальные воды Северо-Востока описаны А. И. Калабиным, А. А. Зеленкевичем, Камчатки — Б. И. Пийпом, В. В. Ивановым, В. В. Аверьевым, Курильских островов — Е. К. Мархининым, Приамурья и о-ва Сахалин — Ф. А. Макаренко, В. И. Найденовой. Сведения по перегретым водам СССР можно найти в работах К. Ф. Богородицкого и др.

Большое значение для расчетов теплового баланса определенного геолого-структурного района и Земли в целом имели исследования тепловых

потоков на территории СССР, проведенные под руководством Е. А. Любимовой.

В 1963 г. вышла в свет первая сводка данных о термальных водах СССР, в которой был подытожен накопленный материал о гидрогеотермических условиях Советского Союза. К этому времени в Геологическом институте АН СССР под научным руководством Ф. А. Макаренко была составлена геотермическая карта распространения температур в основании осадочного чехла платформ, краевых прогибов и межгорных впадин. Для этого были привлечены специалисты из различных геологических организаций, союзной и республиканских академий наук и Министерства геологии СССР.

На Втором геотермическом совещании, проведенном в 1964 г. АН СССР и Министерством геологии СССР, был рассмотрен новый теоретический и фактический материал о гидрогеотермических условиях СССР. Исходя из основных положений Постановлений Совета Министров СССР 1963 г., это совещание наметило обширный план исследований термальных вод и паро-гидротерм и выработало рекомендации по разведке их месторождений. Общую координацию геотермических и гидрогеотермических исследований в стране взял на себя Научный совет по геотермическим исследованиям при Отделении наук о Земле АН СССР (А. Н. Тихонов, Ф. А. Макаренко, И. М. Дворов и др.).

Не все вопросы, связанные с изучением и использованием термальных вод как полезного ископаемого, решались достаточно глубоко и всесторонне. Так, из-за неравномерной и часто недостаточной разбуренности различных районов страны картирование термальных вод базировалось на довольно схематичных материалах, в то время как развивающиеся работы по разведке и использованию термальных вод вынуждали все более полно и всесторонне выяснять закономерности распространения и условия залегания термальных вод, получать их качественные и количественные характеристики.

Автор данной монографии, участвуя в работах по проблеме «Термика подземной гидросферы», много лет посвятил изучению закономерностей распространения и условий формирования термальных вод СССР. Для получения полноценного материала о термальных водах в масштабе всей страны автором была разработана методика региональных исследований термальных вод с учетом опыта предыдущих геотермических исследований (Маврицкий, 1968). При этом преследовалась цель четко выявить закономерности в распространении термальных вод и их приуроченность к определенным геолого-структурным элементам (платформам, прогибам, впадинам, складчатым системам). Предусматривалось также выявление общих закономерностей в залегании термальных вод с выделением водоносных комплексов, содержащих термальные воды, и зон разломов как путей миграции термальных вод с глубины. Большое внимание уделялось взаимосвязи термальных вод с холодными водами, поскольку первые являются неотделимой частью подземных вод артезианских бассейнов или складчатых областей и должны изучаться совместно с ними в объединяющей их водонапорной системе. Предусматривалось выяснение влияния неотектонических движений на интенсивность термопроявлений (особенно в складчатых областях).

Большое значение в методике придавалось выяснению влияния вещественного состава пород на формирование химического состава термальных вод и их минерализацию. Для отражения всех особенностей термальных вод (глубины залегания, проницаемости коллекторов, температуры, солевого и газового состава, расходов, напоров и т. д.), заключенных в водоносных комплексах различного возраста, составлялись послойные и обзорные карты, ряд которых приводится в настоящей работе.

В результате изучения и картирования термальных вод СССР, осуществленных широким кругом геологических организаций и научно-исследовательских учреждений Министерства геологии СССР и Академии наук СССР под научным руководством и при участии автора, за 1961—1965 и последующие годы был накоплен большой фактический материал о термальных водах. Рассмотрение и анализ полученных данных, выполненные автором, позволили расширить прежние представления о составе, закономерностях распространения и условиях формирования термальных вод на территории Советского Союза.

Характеристика термальных вод в работе дана по крупным структурным элементам, таким как платформы, плиты, складчатые системы, показанным на тектонической карте Евразии (редактор А. Л. Яншин). Это позволило наиболее полно выявить закономерности распространения термальных вод, зависимость минерализации и состава термальных вод от состава водовмещающих пород и геологической истории района.

Автор считает своим долгом выразить глубокую признательность Ф. А. Макаренко, взявшему на себя труд по научному редактированию монографии. Рукопись была просмотрена С. И. Смирновым и А. В. Щербаковым; с отдельными разделами работы знакомились А. И. Ефимов, В. Н. Корценштейн, М. Р. Никитин и П. Ф. Швецов. Их советы и рекомендации были учтены автором при подготовке рукописи к печати. Ценные советы и консультации были получены от А. Л. Яншина, Р. Г. Горецкого, Н. С. Зайцева, М. С. Нагибиной, В. Н. Соболевской, Д. С. Соколова. Большую помощь в работе оказали научные сотрудники ВСЕГИНГЕО Г. К. Антоненко и Н. С. Отман. В техническом оформлении материалов принимали участие Л. Я. Перевязкина и С. В. Уфимцев. На протяжении всей работы над рукописью неутомимым помощником была Т. И. Маврицкая. Всем указанным лицам приношу искреннюю благодарность.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД НА ТЕРРИТОРИИ СССР

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПО ТЕМПЕРАТУРНОМУ ПРИЗНАКУ

Прежде чем приступить к описанию закономерностей распространения термальных вод, следует кратко остановиться на вопросе о классификации подземных вод по температурному признаку.

До последнего времени такой единой, унифицированной классификации не было и даже не было точного определения понятия «термальные воды». При выделении и классификации термальных вод исходили главным образом из требований бальнеологии, так как термальные воды, обладая в большинстве случаев целебными свойствами, веками использовались в лечебных целях. В соответствии с ощущениями человека границу между холодными и теплыми водами принимали равной 20° (БСЭ, т. 27; Ланге, 1950; Овчинников, 1963).

Ряд авторов, определяя понятие «термальные воды», основывается на климатических особенностях. Так, А. М. Овчинников (1956) предлагает различать относительные термальные воды, температура которых выше среднегодовой температуры воздуха данной местности, и абсолютные термы с температурой выше 37°, т. е. выше максимальной среднегодовой температуры воздуха на земном шаре и выше нормальной температуры человеческого тела.

Ф. А. Макаренко (1961) считает возможным к термальным относить воды с температурой «нейтрального слоя» (выше среднегодовой температуры воздуха на 1—5°), и выше, но вместе с тем отмечает, что этот критерий мало удовлетворителен. И действительно, если обратиться к примеру Советского Союза, то можно увидеть, что на 40% его территории среднегодовая температура воздуха (и близкая к ней температура «нейтрального слоя») ниже нуля, а на огромных площадях она снижается до минус 5 — минус 10°. В таких случаях воды с температурой даже на 10° выше среднегодовой температуры воздуха (или «нейтрального слоя») не могут быть названы термальными, поскольку они фактически или близки к точке замерзания или, по существующим классификациям, относятся к очень холодным. В то же время в тропическом поясе, где среднегодовая температура воздуха иногда достигает 30°, воды с температурой ниже 30° должны будут относиться к холодным.

Называя абсолютными термами воды с температурой 37° и выше, исходят из универсального эталона — предела нормальной температуры человеческого тела, однако в этом случае, как только что отмечалось, из группы термальных вод выпадает масса ценных подземных вод с температурой 20—37°, которые относятся к субтермальным.

Среди геологических и гидрогеологических терминов также нет четкого определения термальных вод. В Геологическом словаре (1955) к термальным относятся подземные воды с температурой, повышенной по сравнению с обычной температурой вод данной местности. Это определение слишком расплывчато: неясно, что следует понимать под водами обычной температуры в данной местности. В Словаре по гидрогеологии и инженерной геологии (1961) рекомендуется под термальными водами, или тер-

мами, подразумевать воды, температура которых более 20°, и к термам же относить воды с температурой больше среднегодовой температуры воздуха данной местности.

Таким образом, в понятие «термальные воды» вкладывается различный смысл.

При определении температурной границы между термальными и холодными водами исходили из внешних признаков (ощущение человека, климатические особенности, практическое назначение) и не учитывали физических свойств, присущих самой воде, в первую очередь вязкости, от которой зависит подвижность воды. С нашей точки зрения, границей между холодными и термальными водами может считаться температура 20°, которая принята у бальнеологов как граница между холодными и субтермальными водами. При этом мы исходим как из внешних признаков (ощущений человека, который воспринимает воду с температурой 20° как тепловатую), так и из внутренних свойств воды, связанных с особенностями ее структуры, главным образом с вязкостью (БСЭ, т. 8). Если такие свойства чистой воды, как теплоемкость и плотность, при охлаждении до 0° и нагревании до 100° изменяются незначительно (в пределах сотых долей единицы), то вязкость изменяется более чем в шесть раз: при охлаждении воды до 0° она достигает 1,789 *спз*, а при нагревании до 100° уменьшается до 0,284 *спз*. Единица вязкости — сантипуаз — определена при температуре 20°, и эта температурная граница может являться разделом между менее подвижными, вязкими (холодными) водами и более подвижными, менее вязкими (термальными) водами.

Таким образом, предлагается к термальным водам относить воды с температурой 20° и выше.

Как уже отмечалось, при классификации подземных вод по температурному признаку (табл. 1) исходили из требований бальнеологии (Курорты СССР, 1951). В последнее время появились классификации подземных вод, в которых учитываются условия существования подземных вод в земной коре и возможность использования их в различных практических целях (Маврицкий, 1960; Макаренко, 1961).

Таблица 1

Некоторые из существующих классификаций подземных вод по температуре

Воды	Температурные границы, °С			
	международная бальнеологическая классификация	по Ляпге (1950)	по Овчинникову (1956)	по Макаренко (1961)
Переохлажденные	—	—	—	<0
Очень холодные	—	0—4	0—4	0—4
Холодные	<20	4—20	4—20	4—20
Субтермальные (теплые)	20—37	20—37	20—37	20—40
Термальные	37—42	37—42	37—42	40—70
Гипотермальные (высокотермальные)	>42	>42	42—100	70—100
Перегретые	—	>100	>100	>100
С надкритической температурой . .	—	—	—	>375

При выработке единой классификации необходимо учитывать ряд условий, из которых основными, на наш взгляд, являются фазовые переходы воды, влияние температуры на течение биохимических процессов и на скорость химических реакций, возможность использования подземных вод для практических целей (водоснабжение, бальнеология, тепло-снабжение, энергетика и т. п.).

Первое условие учитывает переход воды из жидкого состояния в твердое или парообразное. Характерных точек здесь три: первая — 0° , вторая — 100° и третья — 375° . В обстановке водоносного пласта точки фазового перехода воды могут не совпадать с указанными температурами. В. И. Вернадский (1960) отмечал, что для химически чистой воды критическая температура близка к 375° , а для растворов, существующих в глубоких частях земной коры в обстановке высоких давлений, она может достигать 425° . Тем не менее указанные три точки могут быть приняты как характерные температурные границы. К характерным точкам следует отнести и температуру 4° , при которой вода обладает наибольшей плотностью.

С температурными условиями тесно связана степень подвижности воды и проницаемость пород. В результате повышения температуры с глубиной происходит освобождение физически связанной воды и увеличение пористости горных пород, их фильтрационной способности. Ф. А. Макаренко (1961) отмечал, что в условиях низкотемпературных зон эта пористость в значительной части или полностью (как например в глинах) закрыта прочным «цементом» физически связанной воды.

Второе условие во многом определяет гидрогеохимическую зональность подземных вод в артезианских бассейнах. Для биохимических процессов характерным порогом является температура 50° — начало свертывания белка и замирания органической жизни, хотя жизнедеятельность некоторых видов бактерий возможна и при больших температурах.

В условиях подземной гидросферы химические реакции наиболее интенсивно протекают при температурах от 20° и выше. В глубоких прогретых зонах земной коры свободные воды должны вступать в непосредственные, более активные химические связи с горными породами. В процессе регионального эпигенеза, развивающегося на глубине, при перекристаллизации минералов (полевые шпаты, слюды, эпидот, хлорит, гидрослюда, кварц и др.) происходят активные реакции обмена между нагретыми и перегретыми водными растворами и породами, что ведет к изменению ионно-солевого комплекса пород и подземных вод.

С точки зрения практического использования подземных вод, температурные границы могут быть уже. Для крупного регионального картирования можно предложить следующие градации: 1) воды с температурой до 20° , наиболее пригодные для водоснабжения; 2) воды с температурой $20-50^{\circ}$, наиболее пригодные для бальнеологических целей, йодо-бромного производства, подогрева грунта; 3) воды с температурой $50-75^{\circ}$, применимые для обогрева теплиц, парников, для теплофикации сельскохозяйственных объектов (фермы, склады и др.), для шерстомоек, в бальнеологических целях; 4) подземные воды с температурой $75-100^{\circ}$, которые могут быть использованы при теплофикации городов, курортов, сельскохозяйственных объектов (поселки, крупные тепличные комбинаты и пр.); 5) воды с температурой свыше 100° , которые, по-видимому, могут использоваться главным образом для энергетических целей, и чем выше их температура, тем большим будет их энергетический потенциал.

Исходя из приведенных соображений, можно дать следующую достаточно полную классификацию подземных вод по температурному признаку, охватывающую все воды подземной гидросферы (табл. 2).

При изучении вод подземной гидросферы следует различать собственно термальные воды, которые в условиях пласта и при выходе на поверхность земли находятся в жидкой фазе, и перегретые термальные воды, которые в условиях пласта находятся в жидкой фазе, а будучи выведенными на поверхность образуют пароводяные смеси и пары. Лишь на локальных участках в районах современного вулканизма нагретость вод бывает настолько велика, что близ поверхности в пластовых усло-

виях они переходят в парообразное состояние (Лардерелло в Италии, Большие Гейзеры в США и некоторые другие пункты).

Приведенную классификацию удобно применять при региональных гидрогеологических исследованиях, при изучении термальных вод как комплексного полезного ископаемого (источник тепла и энергии, промышленные и лечебные воды). При детальном исследовании отдельных

Таблица 2

Классификация подземных вод по температурному признаку

Фаза	Группы вод	Воды	Температурные границы °С
В основном жидкая	Переохлажденные	Переохлажденные	<0
	Холодные	Очень холодные * Холодные	0—4 4—20
	Термальные	Слаботермальные Термальные Высокотермальные	20—50 50—75 75—100
	Перегретые	Слабо перегретые Значительно перегретые Весьма перегретые	100—150 150—250 250—375
	С надкритической температурой		>375

* При региональном картировании очень холодные и холодные воды можно объединять в одну группу холодных.

месторождений минеральных, промышленных и других вод можно прибегать к более подробному проведению температурных границ внутри выделенных групп. В данной работе автор придерживался приведенной классификации.

ОБЛАСТИ И РАЙОНЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД НА ТЕРРИТОРИИ СССР

В результате проведенных в СССР исследований выяснилось, что термальные воды приурочены к крупным геолого-структурным областям двух типов: платформенным и складчатым. К первым тяготеют крупные артезианские бассейны или системы взаимосвязанных артезианских бассейнов, которые представляют собой многослойные образования, включающие как водоносные, так и относительно водоупорные слои. Складчатые области характеризуются крупными, линейно вытянутыми зонами дизъюнктивных нарушений, которые служат очагами разгрузки водонапорных систем. Циркуляция напорных термальных вод в этих зонах происходит в основном по сложной системе тектонических трещин. Артезианские бассейны в пределах складчатых областей приурочены только к межгорным впадинам.

В пределах каждой из областей первого порядка по геологоструктурным и гидрогеотермическим особенностям выделяют ряд областей второго порядка, в которых в свою очередь можно выделить районы и зоны. Исходя из тектонических схем Советского Союза и в первую очередь Тектонической карты Евразии (редактор А. Л. Яншин), Тектоники Европы (редакторы А. А. Богданов, М. В. Муратов и Н. С. Шатский), а также учитывая гидрогеотермические особенности отдельных районов,

можно дать следующую схему областей и районов распространения термальных вод на территории СССР (рис. 1):

I. Складчатые (геосинклинальные) области.

A. Область кайнозойской (камчатской) складчатости.

1. Районы современного и недавнего вулканизма: а) складчатая система Камчатки и ее межгорные впадины, б) Курильская складчатая островная дуга.

2. Районы внесовременной вулканической деятельности: а) Корякско-Камчатская складчатая зона и ее межгорные впадины, б) Сахалинская складчатая зона и ее межгорные впадины.

A¹. Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс: а) Чукотский, б) Охотский и в) Сихотэ-Алиньский (Приморский) секторы вулканогенного пояса.

Б. Область кайнозойской (альпийской) складчатости.

1. Складчатая зона Карпат с межгорными впадинами.

2. Складчатая зона Крыма.

3. Складчатая зона Большого и Малого Кавказа с межгорными впадинами.

4. Складчатая зона Копетдага и Малого и Большого Балхана с межгорной впадиной.

5. Складчатая зона Памира.

В. Область мезозойской складчатости.

1. Анюйско-Чукотская складчатая зона.

2. Колымский срединный массив с межгорными впадинами.

3. Яно-Колымская складчатая зона.

4. Сихотэ-Алиньская складчатая зона с межгорными впадинами.

Г. Область герцинской складчатости.

1. Складчатая зона Северо-Западного и Южного Тянь-Шаня с межгорными впадинами.

2. Складчатая зона Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау с межгорными впадинами.

3. Складчатая зона Алтая и Салаира с межгорными впадинами.

4. Складчатая зона Забайкалья и Приамурья с межгорными впадинами.

Д. Область каледонской складчатости.

1. Саянская складчатая зона с межгорными впадинами.

2. Яблоновая складчатая зона с межгорными впадинами.

Е. Область байкальской складчатости.

1. Байкальская складчатая система с межгорными впадинами.

2. Восточно-Саянская складчатая зона.

II. Платформенные области.

A. Эпипалеозойские платформы (плиты):

1. Западно-Сибирская плита с системой впадин и поднятий.

2. Скифская плита: а) система поднятий, впадин и прогибов Крымского полуострова и юга Молдавии, б) система впадин, поднятий и прогибов Предкавказья.

3. Туранская плита: а) Чуйская впадина, б) Тургайский прогиб с прилежащим районом северного Приаралья, в) Сырдарьинская впадина, г) система впадин Центрально-Кызылкумской зоны поднятий, д) Амурдарьинская и Мургабская впадины с Прикопетдагским краевым прогибом (Каракумский район), е) Центрально-Каракумская система поднятий и впадин, ж) Мангышлакско-Устюртская система впадин и поднятий.

Б. Докембрийские платформы.

1. Русская платформа: а) Печорская синеклиза с Предуральским краевым прогибом, б) Московская синеклиза с Мезенско-Вычегодским проги-

бом, в) Волго-Уральская антеклиза с прилегающей зоной Предуральского краевого прогиба, г) Пачелмский прогиб, д) Днепровско-Донецкий и Припятский прогибы (впадины), е) Балтийская синеклиза, ж) Львовская впадина с Предкарпатским краевым прогибом, з) Прикаспийская синеклиза.

2. Сибирская платформа: а) впадины, поднятия и прогибы Иркутского амфитеатра, б) Вилюйская наложенная впадина с Приверхоянским прогибом, в) Тунгусская впадина, г) Оленекская впадина, д) Хатангская впадина.

Выступы древних фундаментов платформ, такие как Балтийский и Украинский щиты Русской платформы, Алданский щит с припаянным к нему древним Становым поднятием, Анабарский щит и Оленекский выступ Сибирской платформы, как показали проведенные гидрогеотермические исследования, бесперспективны для поисков и разведки на термальные воды. Также бесперспективны Уральская, Таймырская, Центрально-Казахская и некоторые другие складчатые зоны.

Термальные воды

Складчатых (геосинклинальных) областей

Характерной чертой складчатых областей является локальное распространение термальных вод, приуроченных к линейно вытянутым зонам крупных дизъюнктивных нарушений. Вне этих зон массивы, сложенные в различной степени метаморфизованными и собранными в складки горными породами, сложно сочленяющимися с изверженными и эффузивными породами, бесперспективны для поисков термальных вод. Не всегда перспективны в этом отношении и дизъюнктивные нарушения. Лишь в тех, которые испытали воздействие новейшей тектоники и вновь открылись на глубину или вновь образовались в результате интенсивных молодых тектонических движений, возможно появление термальных вод. Чаще всего вдоль этих нарушений фиксируются выходы источников с термальной водой и паро-гидротерм (в районах современного вулканизма). Для всех этих районов характерна высокая сейсмичность, свидетельствующая о продолжении активного формирования в их пределах горных систем.

Не во всех складчатых системах с одинаковой интенсивностью проявляются термоаномалии, что связано не только с амплитудой движений, но и с пластичностью пород, подвергающихся тектоническим напряжениям, с их способностью давать глубокие открытые расколы, дренирующие внутренние части водонапорных систем.

Неравномерность воздымания отдельных частей складчатых областей приводит к формированию многочисленных межгорных впадин, выполненных толщами терригенно-карбонатных, угленосных, вулканогенно-осадочных и местами соленосных отложений, мощность которых достигает многих километров (Ферганская, Южно-Каспийская, Минусинская и др.). К межгорным впадинам приурочены артезианские бассейны, в которых на сравнительно небольшой глубине (от 400—500 до 1000—1200 м) вскрываются термальные воды, имеющие площадное распространение.

Характеристика термальных вод складчатых областей дается, начиная с районов наиболее молодой кайнозойской складчатости.

Термальные воды кайнозойской (камчатской) складчатости

В пределах этой области выделяются два крупных района:

1. Район современного и недавнего (четвертичного) вулканизма с двумя подрайонами: а) система антиклинорий и межгорных впадин Камчатки (к югу от 58° с. ш.), б) Курильская складчатая островная дуга.

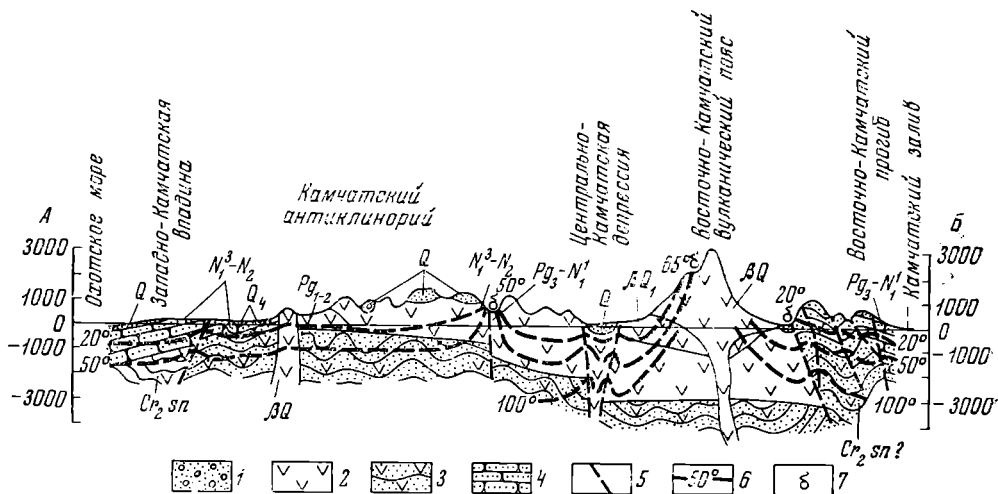


Рис. 2. Геотермический разрез через южную часть Камчатки (составлен З. Б. Декусар и Б. Ф. Маврицким).

1 — пески разнозернистые, с гравием и галькой, с прослоями супесей и глин (Q); 2 — средние аффузивы, порфириды (Q); 3 — метаморфические породы — кристаллические, кремнистые сланцы, туфогенные песчаники с прослоями лав (Pz, Mz, Tr); 4 — песчаники, алевролиты; 5 — разломы; 6 — изотермы; 7 — термальные источники

2. Район внесовременной или недавней вулканической деятельности, который подразделяется на два подрайона: а) Корьякско-Камчатскую складчатую зону (к северу от 58° с. ш.) с межгорными впадинами, б) Сахалинскую складчатую зону с межгорными впадинами.

Район современного и недавнего (четвертичного) вулканизма является в СССР единственным. Он характеризуется такой специфической и интенсивной гидротермальной деятельностью, какой не наблюдается ни в одном другом районе Советского Союза.

Камчатский подрайон современного вулканизма охватывает большую площадь Камчатки к югу от Камчатского перешейка. Здесь сосредоточены все известные действующие и потухшие вулканы Камчатки, линейно вытянутые в цепочки вдоль основных крупных разломов полуострова. Две восточные цепочки вулканов, как действующих в настоящее время, так и потухших (четвертичных), окаймляют с запада и востока Восточно-Камчатское поднятие. Вдоль восточного склона Срединно-Камчатского поднятия проходит цепь потухших вулканов четвертичного возраста с единственно действующим Ичинским вулканом. Поднятия разделены впадинами: Западно-Камчатской, Центральной и Восточно-Камчатской. Выделяется два структурных этажа (рис. 2): нижний, сложенный дислоцированными породами палеозоя и мезозоя (в основном меловыми) и верхний — осадочный чехол, представленный мощной толщей морских и континентальных терригенных образований третичного возраста, перекрытых на значительных площадях толщей четвертичных лав, туфов и туфобрекчий (Белова, Васильев, Власов, 1961; Термальные воды СССР, 1963).

Западно-Камчатская впадина, к которой приурочен артезианский бассейн того же названия, занимает всю западную часть полуострова от Срединного хребта до Охотского побережья и Тигильским поднятием разделена на Паланскую и Большерецкую впадины второго порядка. Проведенные буровые работы на нефть показали, что в данном районе не отмечается влияния современного или недавнего вулканизма на температурный режим недр и геотермический градиент в осадочном чехле близост

к $3^{\circ}/100$ м и уменьшается в метаморфических породах фундамента. Лишь в зоне дизъюнктивных нарушений могут быть локальные температурные аномалии, связанные с подтоком термальных вод по зоне разлома из более глубоких частей бассейна, как это отмечено в ряде скважин (Усть-Большерецк, Соболево). Здесь с глубин 530—550 и 800—890 м из третичных пород получены самоизливающиеся воды с минерализацией до 1,0 г/л и температурой на устье $32-34^{\circ}$, что указывает на величину геотермического градиента, близкую к $4-6^{\circ}/100$ м.

В районе Воямполки пройден ряд скважин глубиной до 2310 м, вскрывших хлоридно-натриевую термальную воду.

Центрально-Камчатский артезианский бассейн зажат между Срединным и Восточно-Камчатским хребтами, имеет структуру грабена с фундаментом, погруженным на глубину до 3000 м (по данным геофизики). Буровых работ в пределах бассейна не производилось и о гидрогеотермических условиях глубоких частей можно судить лишь косвенно по двум группам термальных источников (Укинские и Пуцинские), расположенным в зоне крупного нарушения вдоль восточного борта бассейна и выходящим из андезито-базальтов. Температура источников $17-42^{\circ}$.

Большое содержание кремнекислоты в воде, достигающее 151—155 мг/л, может косвенно свидетельствовать о значительной температуре на глубине. Минерализация до 4,7—6 г/л и хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-магниевый¹ состав также характеризуют условия, существующие в глубоких частях бассейна. Источники газируют углекислотой, содержание которой достигает 453 мг/л.

В отличие от Западно-Камчатского недр Центрально-Камчатского бассейна могут испытывать определенное воздействие современного вулканизма (тепловое и геохимическое), так как в пределах Восточно-Камчатского хребта сосредоточено основное количество действующих вулканов Камчатки. Это позволяет предполагать повышенные температуры в отдельных участках бассейна, геолого-структурные условия которых благоприятствуют подтоку нагретых вод и газовых эксгаляций, идущих от магматических очагов.

Восточно-Камчатский артезианский бассейн выполнен осадочно-вулканоогенной толщей пород палеогенового и неогенового возраста, сильно дислоцированных и раздробленных.

В пределах Восточно-Камчатского бассейна структурно-поисковое бурение велось лишь на Богачевской площади (район р. Богачевки). В наиболее глубокой (2500 м) скв. Р-6 среди аргиллитов и песчаников богачевской свиты до глубины 50 м были вскрыты пресные (0,3 г/л) гидрокарбонатно-натриевые воды. На глубине 140 м скважина самоизливалась солоноватой хлоридно-натриево-кальциевой водой с дебитом 10 л/сек. С глубин 1740 и 2402 м наблюдался слабый самоизлив (до 0,3 л/сек) метановых хлоридно-натриево-кальциевых вод с минерализацией до 10,8 г/л. При проходке в нижней части ствола скважины отмечались нефтепроявления и выделения горючих газов. Термокаротаж скважины показал постепенное нарастание температуры вниз по разрезу. На глубине 1740 м зафиксирована температура 64° , на глубине 2373 м — 78° . Эти замеры следует рассматривать как приближенные (табл. 3).

Гидрогеотермические условия недр остальной территории Восточно-Камчатского бассейна могут быть косвенно охарактеризованы по термальным источникам, выходящим в средней части бассейна (Кроноцкий район) и его бортах. В восточном борту отмечен ряд источников с хлоридно-сульфатно-натриевой водой с минерализацией до 1,0 г/л и содержанием кремнекислоты до 40—70 мг/л (Верхне- и Нижне-Чажминские,

¹ Здесь и во всей работе наименование дается по содержанию ионов — от большего к меньшему.

Таблица 3

Характеристика термальных вод, вскрытых скважинами в Корякско-Камчатской складчатой зоне и ее межгорных впадинах *

Местоположение скважины	Интервал опробования, м Возраст водонасыщающих пород	Пьезометрический уровень, м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта, °С На изливе	Минерализация, г/л	pH	Химический состав						Преобладающие газы	Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
							мг/л; % экв							

Районы современного и недавнего вулканизма

В 600 м к востоку от пос. Богачевка, верховья р. Богачевки	2373—2501 (Pg ₃ — N ₁ ¹)	Иалив	0,23	Гл. >2392 72—78	10,8	7,8	2269,84 52,95	8,73 0,39	1741,47 46,62	260,2 2,30	221,38 2,50	6297,7 95,20	CH ₄ + тяжелые углеводороды	Нет св.
Скважина на термальной площадке Налычевских источников	37—118 Tr	7,25	18,5 2,7	— 68	4,48	6,3	1149,62 75,2	39,32 4,86	265,53 19,61	744,43 18,05	470,0 14,45	1576,84 67,5	Нет св.	B — 68,09 As — 5,09
Пойма р. Паратунка, Термальная площадка Средне-Паратунских горячих источников**	68,3—334,8 (Pg — N _{pl})	32,5	19,9 31,3	— 86	1,0	8,61	236,21 69,82	0,95 0,53	87,22 29,65	2,93 0,83	610,25 86,29	53,82 10,31	N ₂	B — 2,4 SiO ₂ — 44,8
Термальная площадка Больших Банных горячих источников, в верховьях р. Банная***	423—424,85 N ₁ ³ Tr	Изверженные пароводяной смеси	0,4 (?) —	— 120—150	1,32	8,8	398,2 90,32	1,5 0,76	28,3 8,92	73,2 7,60	503,2 66,71	102,0 18,17	N ₂	H ₂ SiO ₃ — 228,3

Районы впесовременной вулканической деятельности

Бассейн р. Ваямполька-Матерая	— Pg ₃ ²	15	15,1	Нет св.	5,77	8,2	2071,38 98,5	7,27 0,71	10,39 0,56	1030,53 18,5	—	2575,2 79,7	CH ₄ + тяжелые углеводороды	Нет св.
Район среднего течения р. Воровской	802—890 N ₁ ³ — N ₁ ² kk	Самоизлив	20	— 32—34	1,5	7,2	470,93 89,50	1,63 0,60	45,32 9,90	272,3 19,50	—	653,69 80,50	N ₂ , CH ₄	SiO ₂ — 18 нафтенные кислоты
Пойма р. Красной, в 6,8 км к юго-востоку от Усть-Большерецка	542—548 —	Нет св.	1—1,5	32—33 32	0,74	—	212,29 92,49	1,95 1,60	11,80 5,91	378,2 61,12	6,0 1,21	129,93 36,37	Нет св.	Нет св.

* Таблица составлена по данным Камчатского геологического управления.

** В настоящее время скважинами глубиной до 500—1200 м выведены на Паратунском месторождении термальные воды с суммарным дебитом до 300 л/сек;

*** В настоящее время скважинами глубиной до 500 м выведены пароводяные смеси с температурой до 150° и более, с суммарным дебитом более 100 кг/сек.

Тюшевские источники). Температура воды в них колеблется от 55 до 72°. Дебит наиболее мощных Тюшевских источников достигает 70 л/сек.

В западном борту Восточно-Камчатского бассейна обнаружена лишь одна группа термальных источников, выходящих из туфопесчаников богачевской свиты в долине р. Малая Чажма. Дебит этих источников мал, всего 0,6 л/сек, температура до 35°, минерализация 0,5 г/л. Вода в них хлоридно-карбонатно- (и гидрокарбонатно-) -натриевая. Содержание кремнекислоты 40—45 мг/л.

Все источники описываемого района имеют щелочную реакцию (рН—8,8—9,2).

Можно довольно уверенно высказать предположение, что термальные воды Восточно-Камчатского бассейна на участке между Камчатским и Кроноцким заливами испытывают воздействие магматических очагов, тем более что вблизи западного борта бассейна расположено несколько крупных действующих вулканов. Сильная раздробленность этого участка должна способствовать проникновению газовых эксгаляций в подземные воды района, а пониженное положение его — оттоку термальных вод от вулканов в прогиб.

Рассматривая в целом обводненность третичных пород, выполняющих три описанных артезианских бассейна, можно заключить, что породы эти неравномерно и мало проницаемы, что должно приводить к незначительной водоотдаче. Учитывая это, наиболее перспективными следует считать участки, приуроченные к зонам молодых открытых разломов, которые чаще всего тяготеют к крайним частям артезианских бассейнов или к крупным поднятиям внутри бассейнов.

Со Срединно-Камчатским и Восточно-Камчатским поднятиями связаны многочисленные термальные источники. Через всю зону Срединно-Камчатских поднятий протягивается крупный разлом, вдоль которого расположена цепочка потухших вулканов и все известные здесь термальные источники (до двадцати групп). Источники выходят на дне долин в месте пересечения долинами главного разлома; их температура колеблется от 20 до 100°. Только одни Ичинские фумарольные термы приурочены к склону Ичинского вулкана, расположенного вне главного разлома. Вода ручьев, образовавшихся из конденсата парогазовых струй, кислая, и из нее отлагаются светлые серные выцветы. Породы, окружающие фумаролы, под воздействием сернистых газов и кислых растворов превращены в цветные глины.

Среди термальных источников Срединно-Камчатской зоны поднятий по температуре, составу и дебиту выделяются Киреунские, с суммарным дебитом 30 л/сек и температурой 90—100°. Состав вод хлоридно-натриевый, минерализация до 1,65 г/л. Несколько севернее в долине р. Двухъярочной выходят источники того же наименования с общим дебитом 32 л/сек и температурой до 78°. Состав вод хлоридно-сульфатно-натриевый, минерализация до 2,3 г/л. В бассейнах рек Аनावгай и Быстрал выходят несколько групп источников (Аनावгайские, Апапельские, Быстринские, Оксинские и Эссовские). Дебит источников колеблется от 2 до 7 л/сек, температура воды 48—55° (у Апапельских — до 96°), минерализация — от 0,8 до 3 г/л, состав сульфатно-хлоридно-натриевый и гидрокарбонатно-сульфатно-натриевый. Реакция всех перечисленных источников Срединно-Камчатской зоны либо слабощелочная, либо нейтральная: рН изменяется от 6,7 до 8,1. Содержание кремнекислоты в них повышенное или высокое — от 74 до 237 мг/л, причем чем выше температура источников, тем больше в воде кремнекислоты.

К Восточно-Камчатской зоне поднятий приурочено наибольшее число геотермальных аномалий полуострова, что связано с активным действием многих вулканов (27 действующих вулканов из 28, находящихся на Камчатке). Здесь прослеживаются две основных линии крупных разломов

северо-восточного простирания и несколько линий разломов северо-западного простирания. Последние особенно развиты в районе, тяготеющем к Срединному древнему массиву, который является связующим звеном между Срединно-Камчатским и Восточно-Камчатским поднятиями. Прогрев пород и вод в участках наиболее мощных термоаномалий происходит главным образом благодаря привнесу глубинного тепла остывающих магматических очагов и связанных с ними парогазоводных флюидов. Конфигурация и интенсивность аномалий контролируются основными линиями разломов и расстоянием от действующих вулканов и скрытых, неглубоко залегающих очагов магмы.

По данным Б. Г. Поляка (1966), общая интенсивность расхода глубинной энергии в области четвертичного вулканизма Камчатки составляет около $7,8 \cdot 10^{-6}$ кал/сек·см² и в несколько раз превосходит средние кондуктивные теплотери Земли. В. И. Кононов (1965) показал, что фоновый геотермический градиент для юго-восточной Камчатки равен $3-4^{\circ}/100$ м (для глубин первых двух тысяч метров), а в пределах положительных термоаномалий может достигать $100^{\circ}/100$ м.

Среди многочисленных групп термальных источников Восточно-Камчатской зоны поднятий самыми мощными на всей Камчатке являются термальные источники долины р. Гейзерной и ее притока р. Шумной, расположенные между действующими вулканами Узон, Кихпиньч и Семьячик. Здесь на относительно небольшом протяжении (до 3,5 км) выходит масса паровых струй, гейзеров и горячих источников с суммарным дебитом до 200 л/сек и температурой до 100° (Термальные воды СССР, 1963). Минерализация этих источников достигает 1,9 г/л, воды относятся к слабощелочным, кремнистым, хлоридно-натриевым.

Ряд крупных групп термальных источников тяготеет к Петропавловскому району. Температура Начикинских, Карымшинских и Паратунских источников достигает 75—87°, минерализация 1,1—1,5 г/л; состав их сульфатно-хлоридно-натриевый. Большие Банные паро-гидротермы нагреты до 100° и более, а состав и минерализация воды такие же, как у первых. При разведочных работах, проводимых Камчатским геологическим управлением на Средне-Паратунских источниках, скважинами на поверхность выведена с глубины 300—500 м (в ряде скважин с глубины 1200—1400 м) вода с температурой 82—87° и суммарным дебитом до 300 л/сек. На Больших Банных источниках на глубине 200—300 м скважинами вскрыты паро-гидротермы с температурой до 150—170° и общим расходом более 160 кг/сек.

Близ самого г. Петропавловска-Камчатского термопроявлений не наблюдается, однако теплые источники (Тарьинские и др.) на юго-западном побережье Авачинской губы могут служить косвенным показателем того, что при выявлении с помощью геофизики благоприятных в геологическом отношении участков здесь можно вскрыть термальные воды, пригодные для практических целей (теплоснабжение и др.). В районе Тарьинского источника с температурой 28° скважина глубиной 70 м вскрыла воды с температурой 38—40°, минерализация повысилась с 3 до 4,3 г/л, а состав вод не изменился (хлоридно-кальциево-натриевый).

Крупные ресурсы тепла имеют Паужетские источники, расположенные у подножия вулкана Камбального. Здесь в краевой части тепловой разгрузки системы разведочными работами выявлены запасы паро-водяной смеси до 125 кг/сек с температурой 150—200°, что может обеспечить работу электростанции мощностью до 5000 квт. Электростанция вступила в строй в 1965 г. При расширении разведочных работ запасы месторождения могут быть значительно увеличены.

Кроме указанных источников следует упомянуть крупный очаг разгрузки — Жировские паро-гидротермы с общим расходом до 30 л/сек и температурой до 100°, а также термальные источники Саванские, Хаду-

тинские и Нижне-Галыгинские, расходы которых достигают 10—15 л/сек, а температура 75—80°. Состав вод термальных источников от хлоридно-натриевого до хлоридно-сульфатно-натриевого с различным содержанием гидрокарбонатного иона. Все эти источники расположены к югу от г. Петропавловска-Камчатского и связаны с южной группой действующих вулканов Камчатки (Мутновский, Хадутинский, Штюбеля и др.).

Характерно, что у высокотермальных источников (100° и более) состав вод преимущественно хлоридно-натриевый (Паужетские, Гейзерные и др.). Состав менее нагретых источников преимущественно сульфатно-хлоридно-натриевый, с небольшими вариациями. Эти два типа термальных источников определяют гидрогеохимический облик терм Камчатки (табл. 4).

В кратерах действующих вулканов и на их склонах отмечены многочисленные парогазовые струи и фумарольные кислые термы (рН 1,7—3,3) с преобладанием среди анионов сульфатов, среди катионов — водорода, алюминия, аммония и железа. Температура этих терм обычно высокая, до 100°.

В. В. Иванов, ряд лет изучавший термальные воды и паро-гидротермы Камчатки и Курильских островов, отмечает, что для высоконагретых (от 100° и более) терм хлоридно-натриевого состава характерен азотно-углекислый состав газов, для сульфатно-хлоридно-натриевых терм — азотный, для фумарольных сульфатных — сероводородно-углекислый (Иванов, 1960, 1961, 1964, 1965).

Газовый состав камчатских терм изучен еще далеко не достаточно и дальнейшие исследования, по-видимому, помогут объяснить состав многих термальных источников и выявить ряд переходных типов.

На рис. 3 дана общая тектоническая схема Камчатки и расположение главных термальных источников.

С Камчатским вулканическим районом тектонически тесно связана Курильская складчатая островная дуга, которая является южной частью более крупной Корьяско-Камчатско-Курильской складчатой зоны. Вместе с Хоккайдо-Сахалинской ветвью они образуют две основные складчатые зоны в пределах молодой (камчатской) области складчатости. Курильская складчатая дуга служит связующим звеном между складчатыми сооружениями Камчатки и Японии. Все вместе они образуют «единую систему сооружений кайнозойской складчатости Тихоокеанского кольца, выделяющихся тектонической активностью и вулканизмом» (Тектоническая карта СССР. Объяснительная записка, 1957, стр. 74).

В строении Курильских островов, как и Камчатского полуострова, принимают участие мощные толщи осадочных отложений и вулканогенных пород третичного возраста, состоящих из алевролитов, песчаников, туфопесчаников, аргиллитов, туфов и лав, собранных в складки. Эти отложения перекрыты мощными покровами четвертичных лав, туфов и туфобрекчий (Белова, Васильев, Власов, 1961).

Основная линия камчатских разломов северо-восточного простирания продолжается и в пределах Курильской островной дуги, и с ней связаны проявления современного вулканизма. Цепь вулканов Курильской дуги является как бы южным продолжением Восточно-Камчатского вулканического пояса. Кроме основных крупных линий разломов имеется система радиальных и кольцевых трещин, обусловленная деятельностью вулканов. Следует подчеркнуть, что современная гидротермальная деятельность сосредоточена лишь в пределах Большой Курильской гряды. На Малой Курильской гряде современных гидротерм не обнаружено, и вулканов там также нет.

Гидротермальные условия Курильской дуги изучены еще довольно слабо. Особенно широко развита фумарольная деятельность, непосредственно связанная с вулканами. Наиболее типичны в этом отношении

Источники	Дебит, л/сек	Т, °С	Минерализация, г/л	pH	Химический состав						Преобладающие газы	Характерные компоненты, мг/л
					Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
					мг/л; % экв							

Район современного и недавнего вулканизма												
Двухъярочные	15—17	78	2,30	7,4	636,0	1,2	110,0	85,0	738,8	574,4	CO ₂	F — 0,6
					83,03	0,3	16,64	4,24	46,61	49,01		H ₂ SiO ₃ — 117 Br — 2,0
Большие Киреунские	30	90—100	1,65	7,5	515	0,6	39,0	55,0	158,8	687,9	N ₂ , CO ₂	F — 3,0
					91,54	0,21	8,19	3,78	13,90	81,45		H ₂ SiO ₃ — 143 Br — 3
Апалельские	4,0	96	1,55	8,1	371,8	5,2	16,4	174,0	498,4	167,6	CO ₂	H ₂ SiO ₃ — 237
					89,88	2,39	4,45	15,88	57,71	26,41		Mn — 0,15—0,45 B
Анавгайские	5,7	52	1,31	6,75	248,0	1,0	146,2	30,0	661,40	139,5	N ₂ , CO ₂	H ₂ SiO ₃ — 74
					59,3	0,60	40,1	2,7	75,50	21,6		F — 1,22 B, Sr, Ti
Верхне-Щапинские	56,0	45—50	4,832	7,59	1432,0	48,6	177,5	976,0	245,0	1915,0	CO ₂	H ₂ SiO ₃ — 102
					82,9	5,3	11,8	21,3	6,7	72,0		H ₂ S B
Сторожевские	5,0	51	2,724	6,4	657,0	67,5	95,2	1098,0	54,0	700,0	N ₂ , CO ₂	H ₂ SiO ₃ — 47
					73,0	14,2	12,1	46,0	2,9	51,0		
Нижне-Чажминский	13,7	55,5	0,608	9,1	165,0	0,2	24,1	6,1	170,0	138,0	Нет св.	H ₂ SiO ₃ — 72
					85,38	0,23	14,27	1,19	42,09	46,37		F — 0,6 As — 2,0
Северо-Кроноцкие	10,5	41,5	0,791	9,2	204,0	0,2	53,9	Н/обн.	238,0	199,0	»	H ₂ SiO ₃ — 59,3
					76,45	0,17	23,21		42,80	48,38		F — 0,4 B

* Таблица составлена по данным Института вулканологии и Камчатского геологического управления.

Т а б л и ц а 4 (продолжение)

Источники	Дебит, л/сек	Т, °С	Минерализация, г/л	рН	Химический состав						Преобладающие газы	Характерные компоненты, мг/л
					Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
					мг/л; % экв							
Тюшевские	70,0	56 (макс. 64°)	0,784	>9,16	257,2 93,3	4,3 2,93	7,1 2,93	122,0 15,1	150,0 26,2	177,3 41,9	Нет св.	H ₂ SiO ₃ — 37 (макс. — 99)
Кихпиньчские	18,0	86	1,011	2,15	161,3 78,4	20,0 10,0	38,2 11,6	—	608,9 96,9	14,2 3,1	»	H ₂ SiO ₃ — 116,7
Долина р. Гейзерной	20,0	100	1,956	8,4	548,2 90,20	15,0 5,0	15,0 3,60	89,0 6,0	149,9 12,72	699,9 80—64	CO ₂ , N ₂	H ₂ SiO ₃ — 400 HBO ₂ — 68 Fe ²⁺
Карымские	5,0	37—43	2,37	6,2	299,0 37,0	212,7 50,0	92,18 13,0	640,5 30,0	751,0 44,0	319,1 26,0	CO ₂ , N ₂	H ₂ SiO ₃ — 52 HBO ₂ — 8,4 Mn
Кехкуйские	25	35	4,04	6,7	1030,0 77,5	57,0 8,3	156,3 13,7	1235,0 35,9	222,5 8,2	1117,2 55,6	CO ₂ , N ₂	H ₂ SiO ₃ — 81 Mn, I, B, As
Малкинские	10	82	0,52	8,98	173,0 94,0	3,0 3,0	5,0 3,0	73,2 15,0	134,0 35,0	85,1 30,0	N ₂	H ₂ SiO ₃ — 73 радиоактивный
Начикинские	12,5	77	1,1	7,0	325,0 90,4	2,7 1,40	25,6 8,2	67,1 7,2	443,7 60,4	178,0 32,4	N ₂	H ₂ SiO ₃ — 107 As, Li, Zn
Большие Банные	Σ35	94—100	1,4	7,0	354,8 94,9	2,9 1,5	11,7 3,6	85,4 8,7	539,9 70,3	102,0 18,0	N ₂	H ₂ SiO ₃ — 303
Жировские	30	99	0,8	8,0	181,9 88,19	6,5 6,05	10,3 5,81	91,5 17,11	132,1 31,36	127,1 41,05	N ₂ , CO ₂ , H ₂ S	H ₂ SiO ₃ — 166,4 As — 1,125 B

Таблица 4 (окончание)

Источники	Дебит, л/сек	T, °C	Минерализация, г/л	pH	Химический состав						Преобладающие газы	Характерные компоненты, мг/л
					Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
					мг/л; % экв							
Саванские	10—12	75	0,89	8,34	275,0	1,9	22,0	85,0	<1,0	415,2	N ₂	H ₂ SiO ₃ — 83 Mn, Br, B, Ge
					84,5	5,0	8,0	11,0	—	89,0		
Ходутинские	15,5	80	0,55	6,21	162,0	6,0	8,0	159,0	45,3	156,0	CO ₂ , H ₂ S	—
					88,66	6,30	5,04	32,74	11,84	55,42		
Нижне-Галыгинские	10	74	2,9	7,3	702,0	13,0	248,0	183,0	432,0	1139,0	N ₂ , CO ₂	H ₂ SiO ₃ — 182 Mn, Fe, Ti, Sr Cu, Ba, Pb
					70,0	2,5	27,5	6,0	20,0	74,0		
Озерновские	8,5	84	1,21	5,97	211,0	27,4	128,0	9,2	555,0	216,0	N ₂	H ₂ SiO ₃ — 58 F, As, Bi, P, Sr, Pb
					51,43	12,64	35,93	0,84	64,91	34,25		

Район внесовременной вулканической деятельности

Источники на п-ове Говена (южный берег лагуны Тинтикун) Тымлатские	60—75	35—37	0,3	6,5	93,20	1,2	1,2	192,5	22,0	13,8	Нет св.	—
	20—25	47,5	4,02	6,0	93,0	2,8	1,2	79,0	12,0	9,0		
					1059,0	13,0	67,0	1861,0	825,0	98,0	CO ₂ , N ₂	H ₂ SiO ₃ — 90 Mn, Ti, Sr, Ni Mo, As, Zn
					91,0	2,0	7,0	61,0	34,0	5,0		
Паланские	16,5	95	0,82	6,6	173,0	1,0	57,0	33,0	434,3	16,0	N ₂	H ₂ SiO ₃ — 108 F — 4,0 Mo, Ag, Sn, Cr, Ge
					72,71		27,29	5,36	88,21	4,39		
Панкратовские (Ивашкинские)	25	41,5	0,30	6,7	56,0	1,0	22,0	48,0	113,9	10,6	Нет св.	H ₂ SiO ₃ — 38
					68,66		31,34	22,79	67,52	8,55		
Русаковские	135	62	1,54	7,2	203,0	2,0	259,0	49,0	901,7	78,0	N ₂	Mn — 0,01 Br — 0,5 I — 0,5
					40,21	0,68	59,11	3,65	85,72	10,04		

парогазовые струи и фумарольные термы вулканов Эбеко (на о-ве Парамушир), Менделеева (на о-ве Кунашир) и ряд других, описанных В. В. Ивановым, Е. К. Мархиным, С. С. Сидоровым и сходных с фумарольными термами Камчатки (табл. 5). Местами с ними связаны месторождения железа и алюминия (Зеленов, 1960).

Парогазовые струи с температурой около 100° (реже 150° и выше) содержат преимущественно сернистые и сероводородные газы. На выходе они отлагают ярко-желтые кристаллы серы, образующие конусы вокруг выхода парогазовых струй. С подобными струями и фумарольными термами связаны многие серные месторождения Курильских островов.

Вторая группа терм Курильских островов тяготеет к крупным тектоническим нарушениям, секущим третичные отложения, и не связана непосредственно с действующими вулканами. Эти термы менее многочисленны, чем фумарольные, и обнаружены лишь на наиболее крупных из Курильских островов. Состав воды в них в основном хлоридно-натриевый, температура часто достигает 100° , минерализация — до 5 г/л. Газовый состав в основном азотно-углекислый (см. табл. 5). Характерными представителями этого типа являются источники Горячего Пляжа на о-ве Кунашир. Первые разведочные скважины вывели пароводяную смесь с температурой $150-170^{\circ}$ и общим расходом до 100 кг/сек.

На Горячем Пляже Е. К. Мархиным в 1954 г. была проведена термометрическая съемка, позволившая оконтурить ряд наиболее прогретых участков (до 100°). Линейное расположение этих участков, по мнению Е. К. Мархина, может косвенно указывать на направление тектонических трещин, по которым происходит разгрузка паро-гидротерм (Мархинин, 1956, 1959).

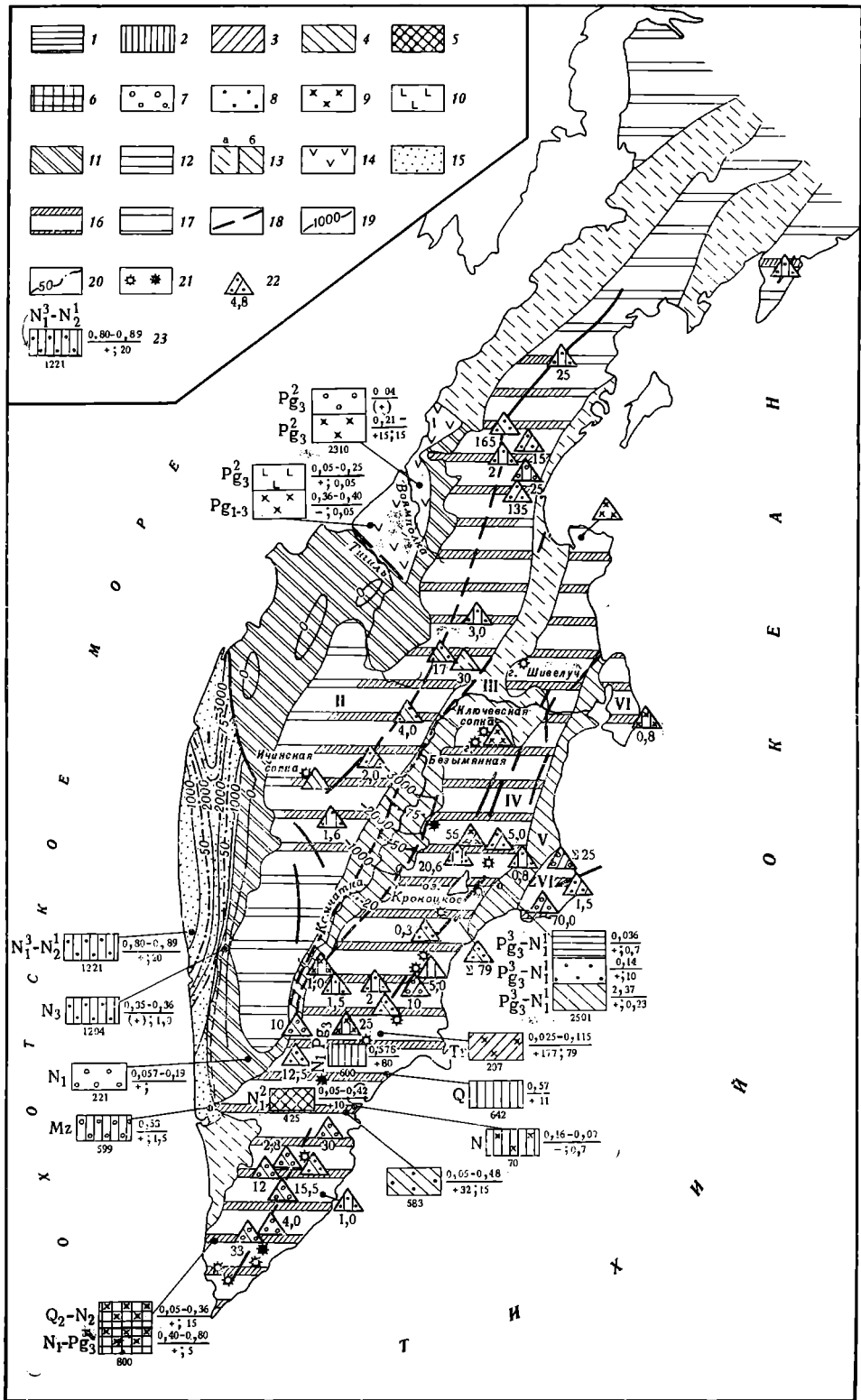
Район внесовременной (или недавней) вулканической деятельности. К этому району относится северная часть Корякско-Камчатской складчатой зоны (к северу от 58° с. ш.) с межгорными впадинами и складчатые сооружения Сахалина с межгорными впадинами.

Северный район Корякско-Камчатской складчатой зоны в геологоструктурном отношении тесно связан с ранее описанным Камчатским вулканическим районом, структуры которого имеют продолжение на север. Так, Западно-Камчатская впадина продолжается на северо-восток в виде системы впадин Парапольской, Пенжинской, Ваегинской и Анадырской, разделенных зонами поднятий (Белова, Васильев, Власов, 1961).

К востоку от Западной Камчатско-Анадырской системы впадин располагается Корякская антиклинальная зона. Она является северо-восточным продолжением Срединно-Камчатских поднятий.

К востоку от Корякской антиклинальной зоны расположены Олюторская и Ильинская впадины, которые служат северо-восточным продолжением Центральной и Восточно-Камчатской впадин, разделенных Пыминским поднятием, по-видимому замыкающим на северо-востоке Восточно-Камчатскую зону поднятий. Как и на Камчатском полуострове, впадины выполнены третичными отложениями, а поднятия сложены меловыми породами, собранными в складки и разбитыми разломами.

Гидрогеотермические условия описанного района почти не изучены. Здесь широко развиты многолетнемерзлые породы мощностью 100—200 м. Это определенным образом сказывается на температурных условиях недр. В зонах поднятий об этих условиях можно судить лишь по небольшому числу термальных источников, расположенных в южной части района, в пределах Корякско-Камчатского и Пыминского поднятий (Олюторские, Тымлатские, Паланские, Русаковские). В других местах района поверхностных термопроявлений нет. Температура этих источников колеблется от $37-40$ до 95° , дебит — от 16 до 135 л/сек. Состав воды — от сульфатно-гидрокарбонатно-натриевого до гидрокарбонатно-на-



триевого, минерализация — от 0,35 до 4 г/л. Тымлатский источник газифицирует углекислотой и отлагает травертины; в Олюторском выделяются горючие газы. Содержание кремнекислоты в самом горячем Паланском источнике достигает 108 мг/л.

В межгорных впадинах в последние два года проводилось разведочное бурение на нефть на глубину до 1000—1500 м. В Анадырской впадине в скважине глубиной 894 м, пройденной в долине р. Великой, на глубине 100 м была отмечена температура —0,8°, на глубине 200 м +1,2°, на глубине 300 м +3,5° и на глубине 450 м +7,4°. Мощность многолетнемерзлых пород определена в 190 м. Геотермический градиент около 2,5—2,7°/100 м. На основании этих данных А. А. Зеленкевич (1963) считает, что температура на поверхности фундамента Пенжинской впадины может достигать 20—50°, а более глубокой — Анадырской — 75—100°.

А. А. Зеленкевич отмечает, что в менее глубоких и небольших по площади впадинах породы осадочного чехла либо будут проморожены, либо температура их не будет превышать 20°.

Другой район вне современного вулканизма кайнозойской (камчатской) складчатости — *складчатая структура о-ва Сахалин*. Главными структурными элементами Сахалина являются Восточно-Сахалинский и Западно-Сахалинский антиклинории и расположенный между ними Центрально-Сахалинский грабен-прогиб и ряд межгорных впадин.

Центрально-Сахалинский грабен-прогиб, так же как впадины к западу и северу от Западно-Сахалинского антиклинория и небольшие прибрежные депрессии к востоку от Восточно-Сахалинского антиклинория, сложены третичными отложениями, смятыми в систему простых складок, часто осложненных разрывными нарушениями (Алексейчик, Галыцев-Безюк и др., 1963).

К впадинам приурочены артезианские бассейны Сахалина, среди которых О. В. Равдоникас выделяет на севере, на п-ве Шмидта, малый межгорный Диановский бассейн, наиболее крупный Северо-Сахалинский бассейн, занимающий всю северную часть острова к северу от Западно-

Рис. 3. Схема гидрогеотермических условий Камчатки (составлена по данным В. В. Аверьева, В. В. Иванова, З. Б. Декусар, Б. И. Пийпа и др., разведочного бурения на нефть и термальные воды, данных геофизических исследований). Температура воды в источниках и скважинах, °С: 1 — ниже 20; 2 — 20—50; 3 — 50—75; 4 — 75—100; 5 — 100—150; 6 — более 150. Минерализация термальных вод в источниках и скважинах в г/л: 7 — до 1; 8 — 1—3; 9 — 3—10; 10 — 10—35; 11 — участки артезианских бассейнов, в пределах которых в осадочном чехле термальные воды отсутствуют; 12 — складчатые районы, гидрогеотермические условия которых слабо изучены; 13 — артезианские бассейны, неизученные (а) и слабоизученные (б) в гидрогеотермическом отношении. Участки артезианских бассейнов, в пределах которых термальные воды приурочены: 14 — в основном к отложениям палеогена; 15 — в основном к отложениям неогена; складчатые сооружения; 16 — в пределах которых вдоль крупных разломов отмечаются локальные выходы термальных вод и пароводяных смесей; 17 — в пределах которых выходы термальных вод отсутствуют (не обнаружены); 18 — зоны разломов; 19 — изогипсы глубин поверхности дочетичного фундамента Западно-Камчатского и Центрально-Камчатского артезианских бассейнов; 20 — изотермы по кровле фундамента; 21 — действующие и потухшие вулканы; 22 — термальный источник; цифра внизу знака — его дебит, л/сек; штриховка — температура воды в интервалах принятых температурных зон (см. знаки 1—6); крапом показана минерализация воды в г/л (см. знаки 7—10); 23 — гидрогеотермический разрез скважины: внизу — глубина скважины в м; слева — возраст вскрытых водоносных комплексов; справа — пробь: числитель — глубина залегания кровли и подошвы водоносного комплекса в км; знаменатель — пьезометрический уровень в м и дебит самоизлива в л/сек (при отсутствии соответствующих данных сделан прочерк); штриховкой и крапом показаны те же элементы, что и у источников. Гидрогеотермические районы: I — Западно-Камчатская впадина (сложнопостроенный артезианский бассейн); II — Срединно-Камчатское поднятие; III — Центрально-Камчатский прогиб (артезианский бассейн); IV — Восточно-Камчатское поднятие; V — Восточно-Камчатский прогиб (сложнопостроенная водоносная система); VI — поднятия полуостровов восточного побережья Камчатки

Характеристика термальных вод курильской островной дуги *

Таблица 5

Источник	Дебит, л/сек	Темпера- тура, °C	Минера- лизация, г/л	pH	Химический состав						Преобла- дающие газы	Характерные компоненты, мг/л
					Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
					мг/л; % экв							
Источник вулкана Меньшой Брат	5,5	34	0,801	6,9	108,0 51,6	23,3 21,2	47,0 26,4	338,0 59,0	113,1 25,0	53,1 16,0	Нет св.	H ₂ SiO ₃ — 113,0
Горячий Ключ	1,35	55	2,456	7,25	681,0 89,5	20,1 5,40	39,0 6,02	843,8 42,74	21,4 1,36	637,2 55,33	CO ₂ , N ₂ CH ₂	H ₂ SiO ₃ — 182
Горячий Пляж **	—	100	4,65	8,1	1605,0 93,72	—	90,0 6,28	45,1 1,03	45,2 1,31	2472,0 97,48	Нет св.	H ₂ SiO ₃ — 295 HBO ₂ — 95,4 H ₂ AsO ₃ — 3,4

* Таблица составлена по данным Института вулканологии.

* В последнее время скважинами глубиной до 400 м выведены пароводяные смеси с температурой до 150—170° в количестве более 80 кг/сек.

Характеристика термальных источников складчатой зоны Сахалина *

Таблица 6

Источники	Дебит, л/сек	Температура, °C	Минерализация, г/л	pH	Химический состав **						Характерные компоненты, мг/л
					Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl	
					мг/л; % экв						
Паромайские	5,04	29,5—32,4	0,65	7,7	239,0 90,00	5,0 3,00	13,0 6,00	567,0 78,00	50,0 9,00	44,0 10,00	Нет свед.
Дагинские	3,4	32,4—54,5	5,5	7,6	1872,0 86,09	2,7 1,98	200,0 10,60	146,00 2,54	18,9 0,41	3238,0 96,80	Br — 18 I — 0,5 B — 7,0
Лесогорские	1,75	35—39	0,40	8,7	113,0 92,30	2,0 3,20	4,0 4,00	70,0 33,88	0,5	123,0 66,12	Br — 0,5 I — 0,3 B — 7,0

* Таблица составлена по данным Сахалинского геологического управления.

** Во всех источниках преобладающий газ — метан.

Сахалинского антиклинория; Тымский и Паронайский бассейны, находящиеся в пределах Центрально-Сахалинского грабена; крупный прибрежный бассейн Татарский, расположенный к западу от Западно-Сахалинского антиклинория; Пограничный, небольшой прибрежный бассейн к востоку от Восточно-Сахалинского антиклинория и, наконец, на юге острова Сусунайский и Муравьевский бассейны.

Анализ гидрогеотермических особенностей этих бассейнов позволил нам выделить ряд водоносных комплексов: палеогеновый; среди миоценовых отложений — мачигарско-холмский и дагинско-окобыкайский, среди плиоценовых — нutowский. Мощность песчаных горизонтов в этих комплексах меняется от десятков до ста метров и более. Все перечисленные комплексы содержат термальные воды, вскрываемые скважинами на глубинах, начиная с 500—600 м.

Несмотря на широкое развитие крупных разрывных дислокаций, причем некоторые из них (например, разломы, ограничивающие с востока и запада антиклинории) протягиваются на десятки и сотни километров, выявлено всего шесть крупных групп сравнительно малодобитных термальных источников (Паромайские, Дагинские, Агневские, Лесогорские и др.) с дебитами от 1 до 5 л/сек, с температурой воды от 20 до 54° и минерализацией от 0,5 до 5,5 г/л. Состав вод метановый и азотно-метановый от гидрокарбонатно- до хлоридно-натриевого (табл. 6). Небольшое число источников В. В. Иванов (1961) объясняет характером тектонических разрывов с преобладанием надвигов, взбросов, сдвигов в относительно слабостойчивых осадочных толщах, что приводит к закрытию трещин. Кроме источников показателями разгрузки глубоких вод служат три грязевых вулкана, которые расположены вдоль разлома, ограничивающего с востока Западно-Сахалинский антиклинорий (с севера на юг: Восточный, Пугачевский, Южно-Сахалинский грязевые вулканы).

Собранные данные не позволяют охарактеризовать воды глубоких горизонтов впадин в достаточной мере равномерно. Более полные сведения имеются о термальных водах дагинско-окобыкайского и нutowского водоносных комплексов, но все они относятся к северо-восточной части Северо-Сахалинского артезианского бассейна, где сосредоточено основное число глубоких скважин, пройденных на нефть. Геотермический градиент, рассчитанный О. В. Равдоникас на основе температурных замеров в этих скважинах, колеблется от 2,5 до 3,7°/100 м. На основании данных, полученных в скважинах, и рассчитанной величины геотермического градиента О. В. Равдоникас была составлена карта распределения температур по подошве третичных отложений. Согласно этой карте, температура 100° может быть встречена на глубине около 3000 м, 150° — на глубине от 4000 до 5000 м (рис. 4).

Водообильность пород третичных отложений, выполняющих артезианские бассейны, изучена недостаточно, а подавляющее большинство данных о расходах скважин следует считать заниженным. В скважинах, пройденных в различных частях сахалинских бассейнов и вскрывших различные горизонты третичных отложений, происходил самоизлив, не превышающий 1—2 л/сек, а обычно значительно меньший. Только в Северо-Сахалинском бассейне из дагинско-окобыкайского комплекса (из его верхней части — окобыкайских отложений) в скважинах Некрасовки, Пильтуна и Радужной самоизлив достигал 5 л/сек при удельном дебите до 0,3 л/сек. При каптировании фильтрами основных водоносных горизонтов третичных отложений расходы скважин, несомненно, должны резко возрасти.

Распределение напоров вод третичных горизонтов изучено (и то далеко не достаточно) только в Северо-Сахалинском артезианском бассейне, где они не превышают абсолютных отметок +90 м. Для всех основных

водоносных комплексов бассейна наметилось снижение напоров от средней, водораздельной части острова к северу, западу и востоку — к прибрежным частям. Внутри бассейна встречаются отдельные участки, где отмечается снижение напора; они связаны с крупными разрывными нарушениями меридионального направления.

Минерализация термальных вод, заключенных в третичных отложениях, различная — от 1 до 20 г/л и более, а состав варьирует от гидрокарбонатно-натриевого до хлоридно-натриевого с азотно-метановым и метановым составом газов (табл. 7). В отдельных местах среди газов значительное участие приобретает углекислота, содержание которой доходит до 500 мг/л и более (Тунгорская, Кадыланьинская площади Северо-Сахалинского бассейна). Большое содержание углекислоты в термальных водах повышает их растворяющее действие и приводит к резкому увеличению минерализации вод (на Тунгорской площади до 50 г/л) и обогащению вод гидрокарбонатным ионом. Это сказывается на основном составе термальных вод и меняет его с хлоридно-натриевого на гидрокарбонатно-натриевый (с переходной зоной гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых вод). Термальные воды содержат бор, бром, йод.

В пределах Северо-Сахалинского бассейна минерализация термальных вод в верхней части нутовского водоносного комплекса менее 1 г/л, в нижней части и на погружениях она увеличивается до 3—8 г/л, иногда доходя до 10—20 г/л на участках, к которым приурочены скопления нефти и газа. Состав вод в основном изменяется от гидрокарбонатно-натриевого до хлоридно-гидрокарбонатно-натриевого. Газовый состав изучен недостаточно. На Некрасовском и Кадыланьинском месторождениях воды метановые с газонасыщением, превышающим 1 л/л.

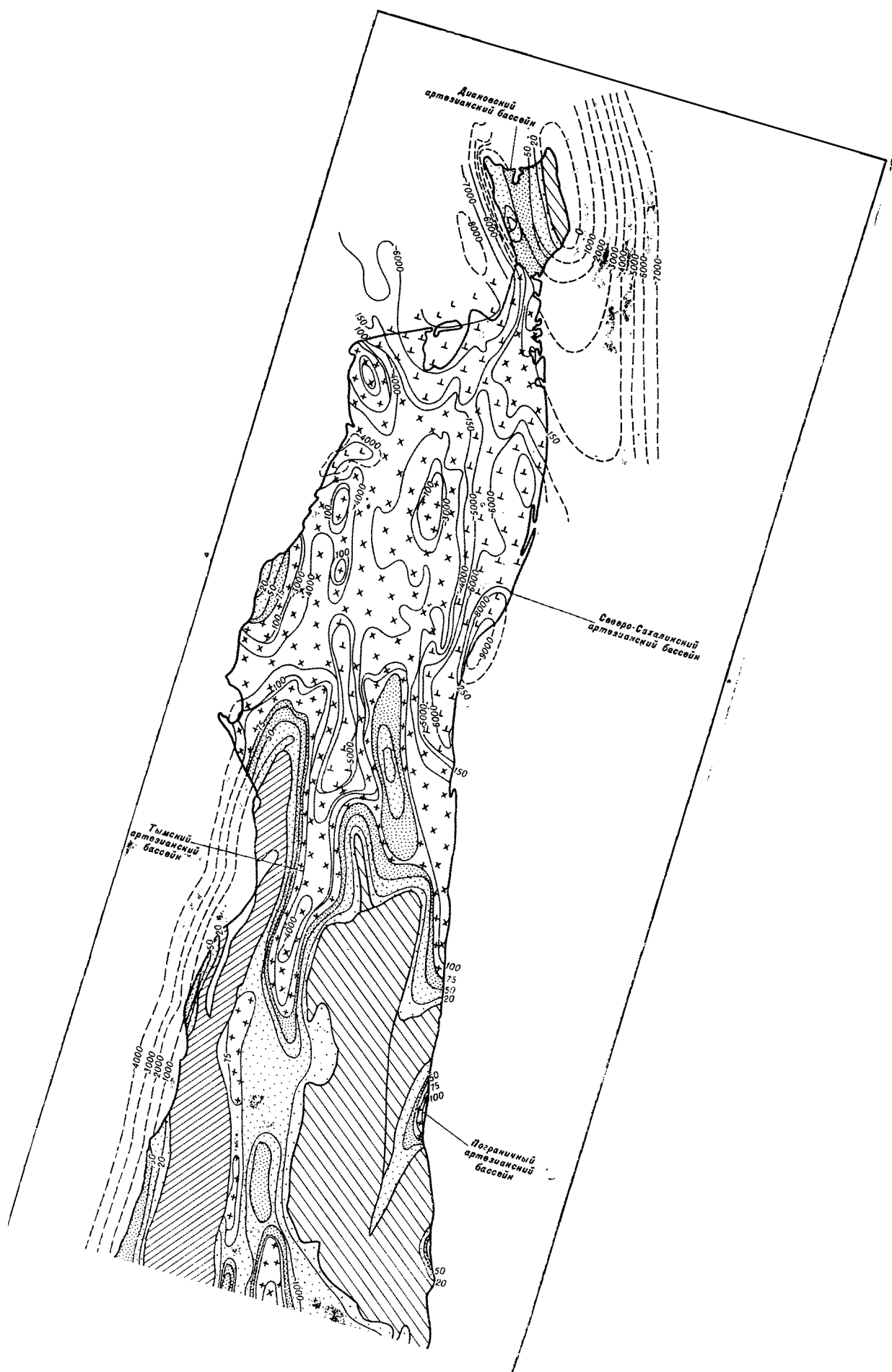
В верхней части дагинско-окобыкайского водоносного комплекса распространены пресные и слабосоленоватые (до 3 г/л) термальные воды. Они прослеживаются от Пилтунского залива на запад до водораздельной части острова. К северу и югу от этой полосы минерализация вод возрастает до 10—20 г/л в связи с глубоким погружением водоносных пород под более молодые нутовские отложения. Одновременно повышается газонасыщенность углеводородными газами, достигающая более 1 л/л (в Некрасовке скважиной Р-26 в окобыкайском горизонте вскрыты воды с газонасыщенностью до 3 л/л). Состав вод по мере увеличения минерализации меняется от гидрокарбонатно-натриевого до хлоридно-гидрокарбонатно-натриевого и хлоридно-натриевого.

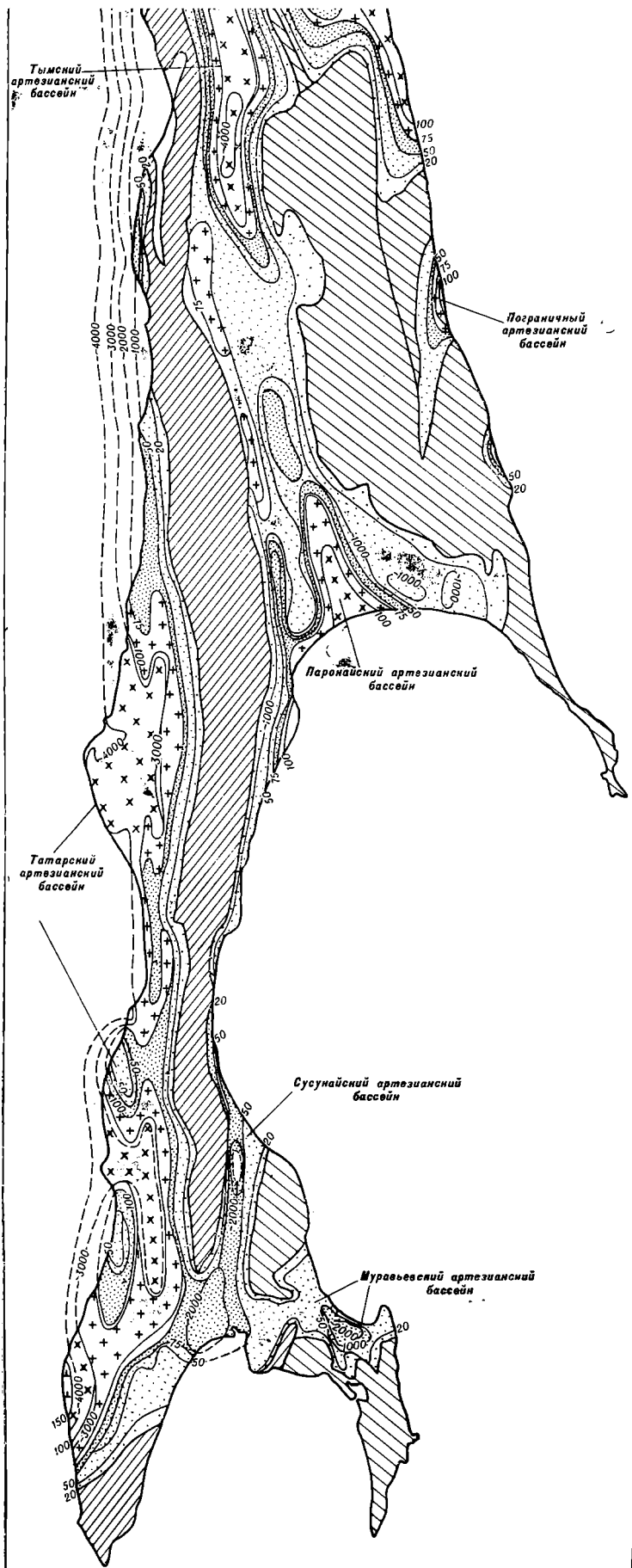
Мичигарско-холмский водоносный комплекс, вскрытый в Северо-Сахалинском бассейне отдельными скважинами, содержит метановые хлоридно-натриевые термальные воды с минерализацией до 14 г/л (Охинская скважина, глубина опробования 1883—1908 м).

Из верхней (холмской) части мичигарско-холмского водоносного комплекса в Сусунайском артезианском бассейне выведена метановая хлоридно-натриевая вода с минерализацией до 17 г/л (Долинская скважина, интервал опробования 1954—1968 м).

В Татарском бассейне из палеогенового водоносного комплекса выведена метановая хлоридно-гидрокарбонатно-натриевая вода с минерализацией до 11 г/л (Южно-Невельская скважина, интервал опробования 2387—2399 м).

Отсутствие соленосных отложений на Сахалине способствовало тому, что минерализация термальных вод здесь на больших площадях не превышает 15—20 г/л.





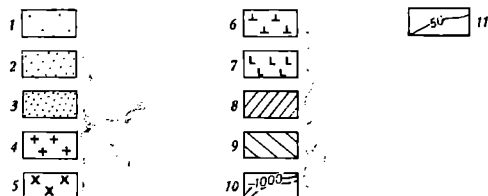
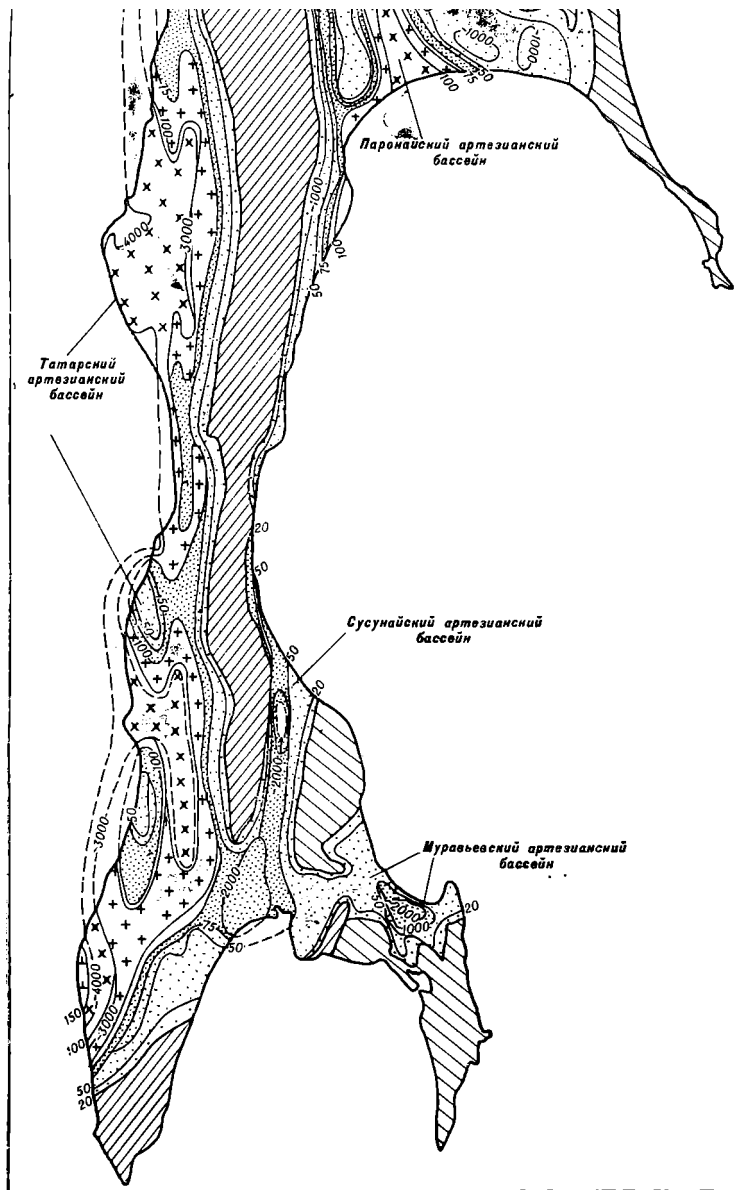


Рис. 4. Схема распределения температуры по подошве третичных отложений о-ва Сахалин (составила О. В. Равдоникас).

Температурные зоны, °С: 1 — 0—20; 2 — 20—50; 3 — 50—75; 4 — 75—100; 5 — 100—150; 6 — 150—250; 7 — > 250; 8 — выступы мезозойского фундамента; 9 — выступы докембрийского фундамента; 10 — изолинии глубин залегания подошвы третичных отложений; 11 — изотермы

Таблица 7

Характеристика термальных вод Сахалина, вскрытых скважинами *

Местоположе- ние скважи- ны	Интервал оп- робования, м Возраст водо- вмещающих пород	Пьезомет- рический уровень (со знаком минус ни- же, без знака — выше по- верхности земли), м	Дебит, л/сек Пониже- ние, м	Темпера- тура на глубине пласта °C На из- ливе	Минера- лизация, г/л	pH	Химический состав **						Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl	
							мг/л; % от						
Колендо	1499—1504	—30 (?)	0,45	57	23,0	7,6	8275,0	131,0	308,0	1443,0	6,0	12813,0	B — 20 Гр. He — 0,002 Гр. Ar — 0,045
	N ₁ ³ ок		450	—			93,2	2,8	4,0	6,1	93,8		
Оха	1883—1908	—8 (?)	0,31	57	13,5	7,9	5112,0	23,0	29,0	731,0	5,0	7560,0	B — 18
	N ₁ ¹		109	—			98,2	0,8	0,8	5,8	—	94,2	
Одонту	2146—2185	30	1,00	70	24,3	7,7	9286,0	75,0	59,0	360,0	26,0	14456,0	Нет св.
	N		He опр.	He опр.			97,5	1,5	0,7	1,4	0,1	98,5	
Малое Эрри	2062—2077	45	2,0	51 (?)	1,0	8,0	290,0	3,0	2,0	701,0	6,0	29,0	—
	N		45	25			96,2	2,0	0,6	96,4	0,6	3,2	
Постовая	1959—1966	30	2,0	58	4,5	4,5	1409,0	4,0	8,0	2123,0	8,0	965,0	B — 13 Гр. He — 0,003 Гр. Ar — 0,035
	N		30,0	22			98,8	0,4	0,6	56,0	0,2	73,8	
Радужная	1728—1715	38	5,3	54	4,6	8,0	1328,0	Нет	0,6	3113,0	6,0	115,0	B — 5 Гр. He — 0,001 Гр. Ar — 0,001
	N		38,0	30			99,2	—	0,6	87,6	0,2	5,6	
Пильтун	1952—1957	3	4,0	60	13,1	8,1	4835,0	29,0	51,0	1207,0	3,9	6883,0	Гр. He — 0,001 Гр. Ar — 0,014
	N		He опр.	42			97,4	1,0	1,4	9,6	0,4	90,0	

* Таблица составлена по данным Сахалинского филиала ВНИГРИ.

** Во всех скважинах преобладающий газ — метан.

Термальные воды Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса

Пояс рассматривается как особая наложенная структура, возникшая в позднемезозойское время и далее развивавшаяся по системе крупнейших разломов, ограничивающих восточный материковый блок Евразии. «Существующие классификации типов тектонических структур не предусматривают структурных образований подобного типа. В настоящее время очевидно, что это совершенно особая структурная зона, свойственная Тихоокеанскому сегменту земной коры и отсутствующая за его пределами» (Тектоника Евразии, 1966, стр. 218).

Весь этот гигантский пояс на всем протяжении сложен вулканогенной толщей мелового и третичного возраста, представленной излияниями лав от основного до кислого состава (андезиты, дациты, липариты и др.). Вулканогенная толща мощностью в сотни и даже тысячи метров прорвана многочисленными небольшими интрузиями гранитоидов, главная фаза внедрения которых падает на эоцен (Тектоническая карта СССР. Объяснительная записка, 1957).

На ряде участков вулканогенного пояса среди вулканогенных пород выступают древние породы основания (триасово-юрские, палеозойские и докембрийские). Такие выступы известны на юго-восточном побережье Чукотского полуострова, на п-ове Тайганос, в районе Охотска. От Удской губы до Сахалинского залива на побережье выходят складчатые структуры Азиатского пояса герцинид.

Весь вулканогенный пояс по его местоположению можно разделить на три сектора — Чукотский (до Пенжинской губы), Охотский (до Удской губы) и Сихотэ-Алиньский (или Приморский).

Гидрогеотермические условия вулканогенного пояса изучены слабо.

В пределах *Чукотского сектора* вулканогенного пояса известно несколько групп термальных источников, причем все они приурочены к южной части Чукотского полуострова (Чаплинские, Сенявинские, Аракамчеченский, Кивакский, Нижне- и Верхне-Нунымувеевские). Состав всех Чукотских источников хлоридно-натриево-кальциевый с содержанием кремнекислоты до 123—127 мг/л. В то же время минерализация вод резко различается: в Чаплинском источнике она достигает 18,7 г/л, а во всех остальных не превышает 1,5—3,2 г/л.

Указанный состав вод обычно встречается в глубоких частях артезианских бассейнов, в зоне затрудненного водообмена. Не исключено, что крупное тектоническое нарушение, проходящее от побережья в глубь полуострова, может дренировать глубокие части артезианской структуры, скрытой под эффузивным покровом. Состав газа Сенявинского источника, на 99% состоящего из метана, также косвенно может свидетельствовать в пользу высказанного предположения. При подъеме коренные струи глубоких термальных вод могли в различной степени подвергнуться разбавлению, чем и объясняется различная минерализация вод Чаплинского и других источников. Расход источников колеблется от 0,5 до 15 л/сек, а температура — от 30—40 до 80°.

Можно сделать предварительный вывод о том, что температура чукотских источников при прочих равных условиях есть функция их дебита: чем выше дебит, тем выше и температура. Такое положение вполне объяснимо, если учесть, что при подъеме слабых струй даже высоконагретых вод через зону холодных и достаточно мощную толщу мерзлых пород воды достигают поверхности значительно охлажденными. Только у источников с высоким дебитом, таких как Сенявинский и Чаплинский, воды прогревают зону пород по пути своего подъема и выходят на поверхность с высокой температурой. Гидрогеотермическая характеристика источников Чукотки приведена в табл. 8.

Таблица 8

Характеристика термальных вод Охотского, Чукотского и Приморского секторов вулканогенного пояса *

Источники	Дебит, л/сек	Темпера- тура, °С	Минера- лизация, г/л	рН	Химический состав						Преобла- дающие газы	Характерные компоненты, мг/л
					Na + K	Mg	Ca	НСО ₃	SO ₄	Cl		
					мг /л; % экв							
Сеявинские (Пенкигнейские)	12	79,5	1,521	8,7	340,0 75,0	2,4 1,1	92,9 23,4	27,4 0,6	84,7 8,6	631,8 90,8	СН ₄	F — 0,6 Mn — 0,8 H ₂ SiO ₃ — 122,7 Br — 6,2 HPO ₄ — 1,0 Y — 0,14 HBO ₂ — 1,2
Чаплинский	15,0	до 80,5	18,729	8,6	4390,0 60,5	3,2 0,1	2503,0 39,4	12,0 0,1	227,2 1,4	11020,0 98,4	Нет св.	Mn — 3,4 Al ₂ O ₃ — 6,8 Br — 46,3 HPO ₄ — 0,65 I — 1,0 Ni — 0,006 H ₂ SiO ₃ — 127,5 Co — 0,005 HBO ₂ — 1,3
Наяханский	19,0	58	0,38	7,5	110,5 90,3	0,5 0,75	4,4 4,3	60,0 28,0	100,3 40,2	25,0 13,6	N ₂	Li — 0,01 H ₂ SiO ₃ — 72,0 Al — 1,99 Fe — 0,15
Широкий	7,53	41—56	3,575	4,5	754,0 53,0	2,4 0,3	371,3 46,0	Нет св.	57,5 1,9	2130,0 97,0	N ₂	Li — 0,40 Al — 4,14 Sr — 2,11
Таватумский	14,8	58,3	15,192	6,7	3380,0 55,0	1,8 0,02	2344,5 44,3	Нет св.	116,7 1,0	9254,0 99,0	N ₂	Mn — 0,22 Li — 0,05 Sr — 17,17H ₂ SiO ₃ — 55,0 Al — 13,67
Тальский (по скважинам)	9—10	90	0,4	9,0	115,1 97,0	2,20 1,6	3,0 1,4	146,5 46,7	37,84 14,3	75,3 39,0	N ₂	H ₂ SiO ₃ — 130
Мотыклейский (по скважине)	3,0	26	5,1	7,0	590,9 29,0	4,3 0,4	1245,0 70,6	22,0 0,4	21,0 0,6	3095,0 99,0	Нет св.	H ₂ SiO ₃ — 23,3 Br — 9,5 Al — 1,21 I — 0,9
Беренджинский	11,0—12,0	35	2,6	6,7	564,0 54,0	2,4 0,2	383,1 44,4	15,9 0,3	42,6 1,5	1480,7 97,2	Нет св.	Br — Сл.
Вангоу	0,65	29	0,11	7,4	39,54 87,50	—	3,07 7,50	97,60 81,10	8,00 8,20	7,42 10,70	N ₂	
Амгу	3,0	37	0,2	—	— 90	— —	— —	— 53	— 25	— —	N ₂	

* Таблица составлена по данным Северо-восточного и Приморского геологических управлений.

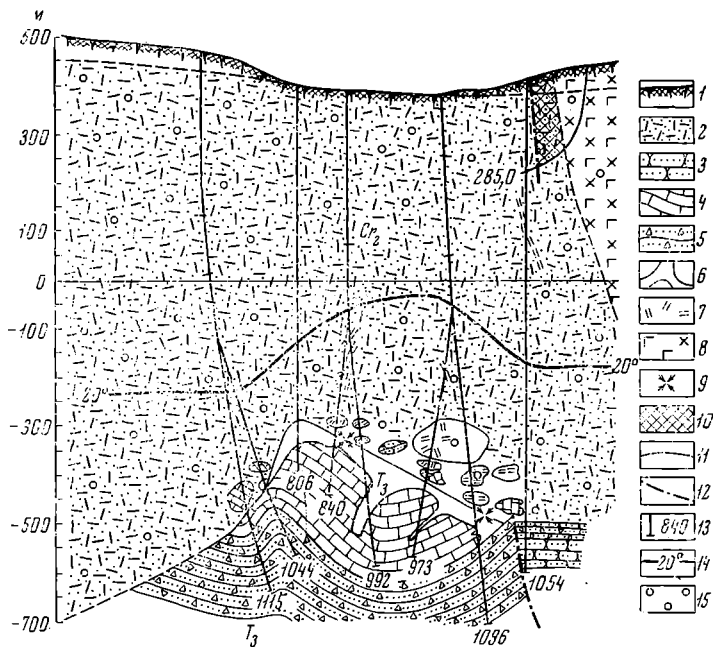


Рис. 5. Гидрогеотермический разрез через Тетюхинское рудное поле (составили Л. Г. Киприянова и Н. С. Катченкова)

1 — почвенный слой; 2 — туфы кварцевых порфиров (Cr_2); 3 — переслаивание песчаников и алевролитов (Cr_2); 4 — известняки (T_3); 5 — полимиктовые брекчии (T_3); 6 — рудные тела; 7 — фельзиты (Cr_2); 8 — габбро-диориты; 9 — геденбергитовые скарны; 10 — зоны повышенной трещиноватости; 11 — стратиграфические границы; 12 — зоны тектонических нарушений; 13 — глущина скважины в м; 14 — изотермы; 15 — гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые пресные воды

В Охотском секторе вулканогенного пояса отмечено несколько групп термальных источников. Самый известный из них и наиболее горячий — Тальский источник, выходящий из трещин в глинистых сланцах верхнего триаса, интродуцированных пластами андезитов. В настоящее время участок выхода источника разбурен и термальная вода подается из скважины с общим дебитом до 10 л/сек и температурой до 90°. Состав воды хлоридно-сульфатно-натриевый, растворенных газов — азотный, минерализация 0,4 г/л. Кремнекислота содержится в количестве до 130 мг/л.

Большая группа источников расположена в прибрежной зоне залива Шелехова (Таватумский, Березовый, Широкий). Самым мощным из них является Таватумский с дебитом до 14,8 л/сек и температурой до 58°. Состав воды в этих источниках, как и в Березовом и Широком, хлоридно-натриево-кальцевый, минерализация изменяется от 1,6 до 15,2 г/л. Условия формирования вод здесь, по-видимому, близки к чукотским. К этому району приближается южная оконечность Колымского срединного массива, сложенного здесь терригенной толщей верхнего триаса и юры, перекрытой эффузивами вулканогенного пояса. Мезозойская толща, разбитая совместно с эффузивами тектоническими трещинами, может содержать артезианские воды глубокой циркуляции, которые по этим трещинам выходят на поверхность.

Другой состав воды (азотный гидрокарбонатно-натриевый и хлоридно-сульфатно-натриевый) имеют Хиимский и Наяханский источники, выходящие вдали от побережья (в 100—120 км) из трещин в граните (мел). Он достаточно типичен для терм гранитных массивов. Дебит первого источника всего 0,25 л/сек, второго — 19 л/сек, температура — соответственно 33,5 и 58°, минерализация — 1,2 и 0,4 г/л.

К Западу от Магадана известно два термальных источника — Мотык-лейский и Беренджинский, выходящих из трещин гранодиоритов и граносиенитов. Дебит первого 2,5 л/сек, второго — 11—12 л/сек; температура — соответственно 26 и 35°, минерализация — 5,1 и 2,6 г/л, состав одинаков — хлоридно-кальциево-натриевый и близок к составу вод Чаплинского и Таватумского источников, что свидетельствует о наличии соленых и солоноватых вод на глубине (табл. 8).

В Приморском (Сихотэ-Алиньском) секторе вулканогенного пояса также известен ряд слаботермальных (с температурой от 20 до 54°), с дебитом 3—7 л/сек, пресных (минерализация менее 0,5 г/л), азотных источников, химический состав которых в основном гидрокарбонатно-натриевый. Среди них могут быть названы наиболее известные Аненские термы, выходящие на контакте позднепалеогеновых андезитов и гранодиоритов и каптированные рядом скважин с общим дебитом до 7 л/сек. Температура воды достигает 50—54°, являясь наибольшей по сравнению с температурой всех остальных источников Приморского сектора. Сведения о других источниках приведены в табл. 8.

Следует подчеркнуть, что вне открытых зон разломов вулканогенные породы и подстилающие их более древние дислоцированные толщи не перспективны на поиски термальных вод. Так, на Тетюхинском полиметаллическом месторождении ряд глубоких скважин (глубина 800—1155 м) прошли толщу кварцевых порфиров и их туфов и вскрыли под некими известняками триаса, содержащие рудные тела. Забой скважин остановлен в этих известняках (рис. 5). Большинство скважин оказалось практически безводным. Только две из них на Николаевском участке пересекли зону разлома на глубинах 378, 427 и 750 м. Здесь были получены притоки пресной гидрокарбонатно-хлоридно-натриевой воды с дебитом до 1—5 л/сек и температурой до 17°. Наибольшая температура, отмеченная на глубине 1115 м, достигала 32,8°, что дает величину геотермического градиента 2,9°/100 м.

Термальные воды области кайнозойской (альпийской) складчатости

Эта область протягивается полосой вдоль южных границ Советского Союза от Карпат на западе до Памира на востоке и включает в себя ряд складчатых зон (с запада на восток): Карпатскую, Горного Крыма, Кавказа, Копетдага и Памира. Каждая из них имеет свои специфические гидрогеотермические условия, и поэтому необходимы их отдельные характеристики.

Складчатая зона Карпат в границах Советского Союза относится к сложному складчатому поднятию — мегантиклинорию Восточных Карпат, который разбит системой продольных и поперечных разломов на ряд блоков — антиклинориев и синклинориев. Основное направление структур северо-западное, поперечных разломов — северо-восточное. Внешняя флишевая зона Карпат характеризуется изоклинально-чешуйчатой структурой, опрокидыванием складок и надвиганием слоев к северо-востоку, в сторону Предкарпатского краевого прогиба, заложившегося в третичное время и отделенного от этой зоны тектоническим швом (Тектоника Европы, 1964; Тектоническая карта СССР..., 1957).

Складчатые сооружения Карпат на юго-западе граничат с системой Закарпатских межгорных впадин — Чоп-Мукачевской и Солотвинской (Верхне-Тиссенской), выполненных терригенными (алевролиты, аргиллиты, песчаники) и вулканогенными (туфы, прослой андезитов) породами палеогена и неогена общей мощностью до 2000 м и более, причем в среднем миоцене развиты соленосные фации с образованием солянокупольных структур (Солотвинский купол и др.).

На границе Закарпатских впадин и Восточно-Карпатского мегантиклинория протягивается Выгорлат-Гутинская вулканическая зона, основная вулканическая деятельность которой приходилась на середину и конец плицена.

В пределах Карпатской складчатой зоны не известно ни одного термального источника. В то же время довольно много холодных углекислых источников, связанных с разломами. Выходы этих источников протягиваются полосой, которая в основном тяготеет к Выгорлат-Гутинской вулканической зоне.

Перспективы поисков термальных вод здесь очень ограничены. Расход термальных вод, вскрытых скважинами, ничтожен. Так, глубокой Свалявской скважиной (глубина 1910 м) в меловом флише (переслаивание сланцев, песчаников и известняков) на глубинах от 550 до 670 м были вскрыты гидрокарбонатно-натриевые воды с минерализацией до 5 г/л, которые в более глубоких горизонтах (1558—1580 м) сменились гидрокарбонатно-хлоридно-натриевыми с минерализацией до 16 г/л. Дебит вод был ничтожным, сотые доли литра в секунду, температура постепенно повышалась от 28° на глубине 550 м до 57° на глубине 1550 м.

Термальные воды, распространенные в Закарпатских впадинах, имеют в основном хлоридно-натриевый состав и высокую минерализацию. Лишь в верхней части отложений в Чоп-Мукачевской впадине в туфогенных породах неогена на глубине 230 м Ужгородской скважиной были вскрыты гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые слаботермальные воды с минерализацией до 1 г/л и дебитом 0,7 л/сек.

В Залужской скважине с глубины 2280—2370 м из туфов с прослойками аргиллитов произошел самоизлив хлоридно-натриевых рассолов с минерализацией до 254 г/л, с содержанием брома до 270 мг/л. Дебит рассолов оказался ничтожным — сотые доли литра в секунду. На глубине пласта (2280—2370 м) температура достигала 120—127°, на глубине 1960—1980 м она равнялась 114°. Скважиной Ростки (глубиной 622 м), расположенной недалеко от Залужской скважины, на глубине 420—470 м были вскрыты хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые воды с минерализацией 12,6 г/л, температурой 47° и дебитом при самоизливе до 1 л/сек (понижение 10 м). Такого же типа воды были вскрыты Биганьской скважиной глубиной 288 м. Минерализация составляла 3,2 г/л, температура на глубине 110 м равнялась 23°.

В Солотвинской впадине скважиной Вышково на глубине 610—630 м в гранодиоритах (фундамент) были вскрыты хлоридно-натриевые рассолы с минерализацией до 130 г/л. Дебит рассолов достигал 1,58 л/сек при температуре изливающейся воды 35° (на глубине пласта она составляла 41°). В залегающих выше туфах миоцена (глубина 220—280 м) содержатся хлоридно-натриевые воды с минерализацией до 12 г/л. Расход скважины 1,2 л/сек при понижении 17,5 м. Температура изливающейся воды 20° (на глубине пласта 22,8°).

В Солотвинской и Чоп-Мукачевской впадинах геотермический градиент высокий — до 5—7°/100 м. По-видимому, кроме влияния возможных разгрузок глубоких вод можно предположить и более общую причину, связанную с относительно недавно закончившейся вулканической деятельностью, вызвавшей повышенные тепловые потоки, которые могут оказывать некоторое прогревающее влияние на толщи третичных пород.

Характеристика типичных вод Карпатской зоны приведена в табл. 9.

Складчатая зона Крыма представляет собой западную часть крупной Крымско-Кавказской геосинклинали. Антиклинальная структура горного Крыма сложена верхнетриасовыми, нижнеюрскими, средне- и верхнеюрскими и в меньшей степени — нижнемеловыми отложениями. Наиболее сложно дислоцированы породы сланцевой серии верхнего триаса и нижней юры, объединенные в таврическую серию, которая вместе

Таблица 9

Характеристика термальных вод межгорных впадин складчатой зоны Карпат *

Местоположение скважины	Интервал опробов., м	Пьезометрический уровень	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта, °C	Минерализация, г/л	pH	Химический состав						Характерные компоненты, мг/л
	Возраст водовмещающих пород			На изливе			Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl	
							мг/л; % экв						

Чоп-Мукачевская впадина

Ужгород	230	—	0,7	—	0,875	—	204,01	12,09	42,08	577,8	Следы	95,0	
	N ₂			22			74,14	8,32	17,54	76,90		23,10	
Залуж	2370—2342	—	0,02—0,005	120—127	254,0	5	88505	251,4	10981,9	61,0	371,62	154830,0	Br — 270
	N ₁ ^h			35—36			86,64	0,56	12,80	0,02	0,1	99,82	
Бигань	110	—	—	25	3,2	7,8	1013	11,0	48,0	661,0	325,0	1100,0	I — 4,2 Br — 59,2
	N ₂			23,5			92,5	2,1	5,1	22,7	14,3	63	
Ростоки	442—470	Самоизл.	0,93	47,3	12,6	7,8	4744,9	8,4	20,0	1936,0	192,0	5672,0	Br — 8,6 I — 5,5
	N ₂			37,5			99,18	0,34	0,48	21,16	1,92	76,92	

Солотвинская впадина

Вышково	610—630	Самоизл.	1,58	41	130,1	—	46111,0	1054,0	2582,0	2412,0	2200,0	75720,0	
	N ₂			35			90,3	3,9	5,8	1,7	2,0	96,3	

3
* Таблица составлена по данным Министерства геологии СССР и УкрНИГРИ

с породами средней юры образует систему сильно сжатых и осложненных надвигами складок. Эти породы образуют нижний структурный этаж горного Крыма (Тектоника Европы, 1964).

Верхнеюрские и нижнемеловые породы (конгломераты, известняки, песчаники, интрузивы) залегают с разрывом на породах нижнего этажа, дислоцированы значительно слабее и образуют верхний структурный этаж. Южное крыло Крымского мегантиклинория опущено на дно Черного моря, так же как и его западное и восточное окончание.

Все структуры Горного Крыма осложнены крупными сбросами и крутыми надвигами, которые сформировались главным образом в палеогене и неогене. Некоторые из них продолжают развиваться в настоящее время, о чем свидетельствуют довольно частые и сильные землетрясения в горной части Крыма.

Гидрогеотермические условия этого района изучены слабо. Поверхность ялй сильно закарстована на значительную глубину и изрезана глубокими ущельями. Все это должно приводить к охлаждению верхних толщ, слагающих Горный Крым, инфильтрационными водами. В нижних горизонтах, сложенных плотными дислоцированными породами юры, где температура может значительно превышать 20° , условия для накопления термальных вод и их разгрузки неблагоприятны. Об этом свидетельствует отсутствие термальных источников в Горном Крыму. Ялтинской скважиной глубиной 2257 м, прошедшей по сланцевой таврической серии, выявлена слабая водоотдача этих пород. По данным С. В. Альбова (1956), с глубины 1300 м был отмечен самоизлив ($0,2$ л/сек) хлоридно-натриевого рассола с минерализацией около $52-53$ г/л и содержанием брома до 60 мг/л и йода до 5 мг/л. Температура на глубине 1300 м достигала 46° , температура изливающейся воды составляла 27° .

Складчатая зона Большого и Малого Кавказа представляет собой сложнопостроенное складчатое сооружение, в котором выделяется ряд крупных структур — мегантиклинорий Большого и Малого Кавказа и разделяющие их межгорные впадины.

Все структурно-фациальные зоны Большого Кавказа отделены одна от другой крупными разломами кавказского (продольного) и антикавказского (поперечного) направления. Последние уходят далеко в пределы Скифской плиты. По разлому Тырныауз-Пшепинской шовной зоны северный борт Большого Кавказа отделен от эпигерцинской Скифской плиты. К этой же шовной зоне относятся флексуры, отделяющие северное крыло мегантиклинория от краевых прогибов — Терского и Кубанского. С юга зона разломов Кахетино-Лечхумского шва ограничивает южный край Центрального Кавказа и отделяет его от Осетино-Лечхумской и Алазанской депрессий — грабенов, Рионской и Черноморской впадин.

С наиболее крупными поперечными разломами связаны Эльбрусская и Казбекская области плиоценового и четвертичного кислого вулканизма (Тектоника Европы, 1964).

Мегантиклинорий Большого Кавказа отделен от мегантиклинория Малого Кавказа межгорными впадинами: на западе — Рионской, на востоке — Куринской. Их разделяет древний Дзирульский выступ фундамента, жесткая структура которого погружается в сторону этих впадин. В первой впадине глубина погружения фундамента под верхнеюрские, меловые и палеоген-неогеновые слои достигает $5-6$ км, во второй мощность только третичных отложений в наиболее прогнутой осевой части впадины превышает $6-7$ км.

К югу от Рионской и Куринской впадин располагается система синклинорий и антиклинорий Малого Кавказа, продолжением которой на крайнем юго-востоке служит Талышский брахиантиклинорий (Тектоника Европы, 1964). В центральных районах Малого Кавказа широко рас-

пространены молодые (плиоцен-голоцен) лавовые покровы в основном андезито-дацитового и долерито-базальтового состава. Эти образования, распространяясь от Ахалкалакского до Карабахского нагорий, несогласно налегают на более древние породы, затушевывая местами их внутреннее строение.

К югу от системы антиклинорий и синклинорий располагаются две межгорные впадины — Араратская и Нахичеванская. Впадины разделены перемычкой, представляющей собой выход на поверхность палеозойского фундамента.

Сложное строение складчатой зоны Большого и Малого Кавказа обуславливает разнообразие гидрогеотермического режима (рис. 6). В районе широко распространены многочисленные термальные источники различного состава и нагретости, к межгорным впадинам приурочен ряд водоносных комплексов с термальной водой (Мехтиев, Мирза-Джанзаде и др., 1960; Овчинников, 1963; Проблемы геотермии..., 1961; Термальные воды СССР..., 1963).

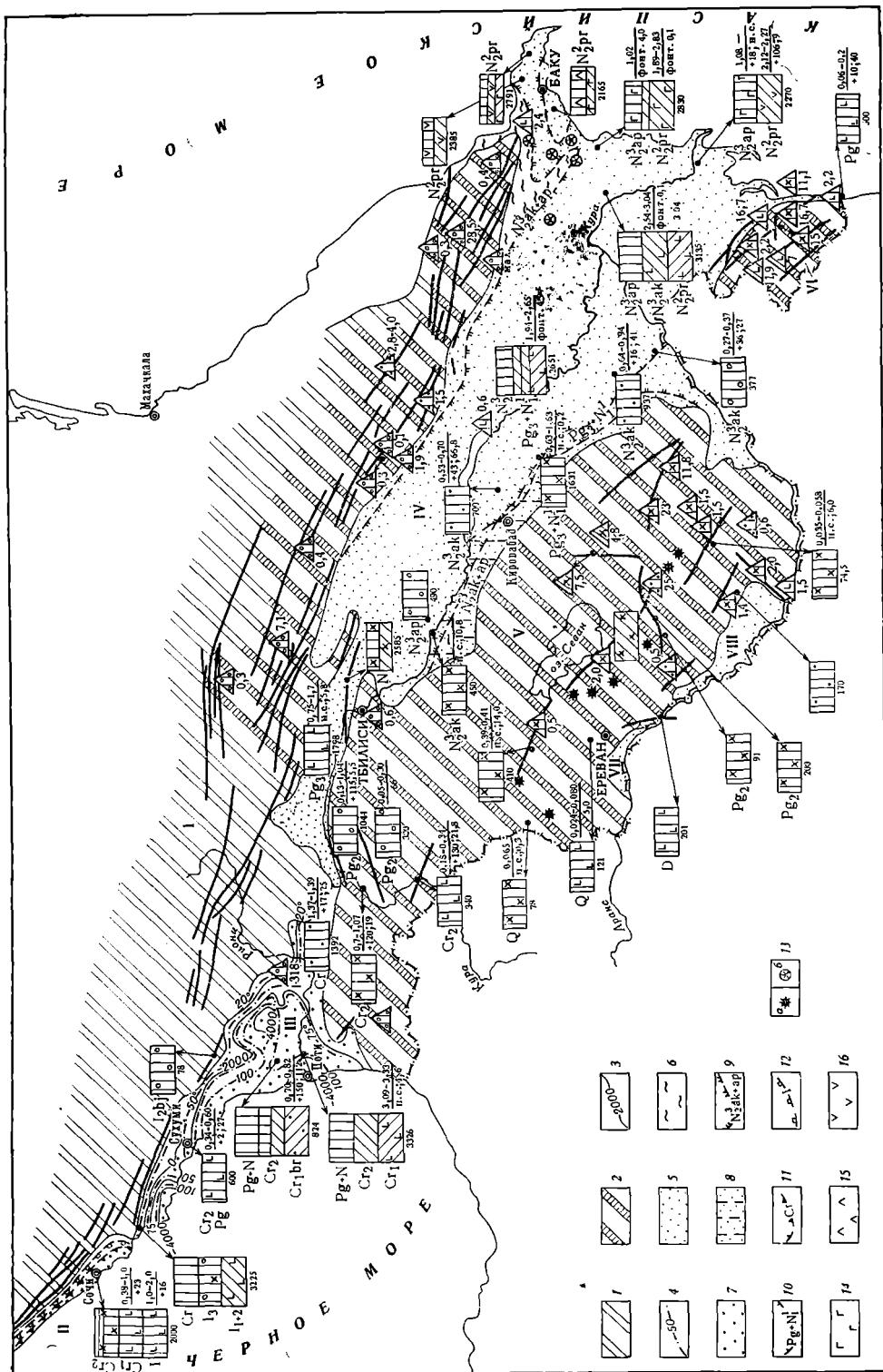
На северном склоне Большого Кавказа известно несколько термальных источников. Некоторые из них, как например Горячий Ключ, выходящий по линии тектонического нарушения из мез-палеогенового флиша в долине р. Псекупс, расположены во флишевой зоне на северо-западе Большого Кавказа. Другие источники выходят на юго-востоке Большого Кавказа в зоне дислоцированных юрских сланцев и песчаников, разбитых тектоническими трещинами. К ним относятся Хазан-Орский, Ахты, Рычал-Су, Казардикамский в Горном Дагестане, Торгвас-Абано и Шатели в Грузии, Ели-Су, Мох-Су, Хаши, Халтанский и другие в Азербайджане. Температура источников колеблется от 22 до 59°, расход — от 0,1 до 7 л/сек, минерализация — от 0,5 до 4,5 г/л, а состав — от гидрокарбонатно-натриевого и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого до хлоридно-натриевого, азотно-метанового и метаново-азотно-сероводородного (табл. 10). Наибольшее содержание сероводорода отмечается в Горячем Ключе — 195 мг/л.

В Центральной зоне Большого Кавказа, в Северной Осетии, известен соленоватый Верхне-Кармадонский источник, приуроченный к палеозойским породам, разбитым тектоническими трещинами. Температура этого источника 47°, расход 0,13 л/сек, минерализация до 4,1 г/л, состав — хлоридно-натриевый. При бурении в Нижнем Кармадоне скважины глубиной до 1400 м температура выведенной воды увеличилась до 56—59°, а дебит — до 17 л/сек (из зоны разлома, пересеченной скважиной в интервале 600—800 м).

На южном склоне Большого Кавказа рядом скважин — в Бзыби, Ткварчели, Ходжале, Меквена — термальные воды вскрыты в вулканогенной толще средней юры (туфобрекчии и порфириды байоса). Из скважин Бзыбьской (глубина 1225 м), Ткварчели (глубина 68 м), Ходжале (глубина 255 м) получена вода с расходом от 0,8 до 9 л/сек и температурой на изливе 27—38°; минерализация воды варьирует от 0,6 до 1,4 г/л, состав — сульфатно-хлоридно-натриево-кальциевый.

В Меквене из глубокой скважины (1036 м) из среднеюрских вулканогенных пород изливается вода с расходом 1 л/сек и температурой 39°, минерализация воды 6,1 г/л, состав хлоридно-натриево-кальциевый.

Широко распространены термальные воды в Черноморской впадине, которая вытянута вдоль побережья Кавказа от Сочинского до Сухумского районов и в гидрогеологическом отношении связана с Рионской впадиной и является ее северо-западным продолжением. Обе впадины приурочены к Грузинской глыбе, расчлененной расколами на ряд блоков, испытавших неравномерное погружение. Только в Дзирульском массиве породы Грузинской глыбы (фундамент впадины) выходят на поверхность.



В пределах *Черноморской впадины* основным водоносным комплексом является толща известняков нижнего мела (неокома) в карбонатных га-логенных отложениях верхней юры (кимеридж-титон) мощностью 800—2000 м, перекрытая карбонатными и терригенными отложениями верхнего мела, палеогена и неогена и подстилаемая вулканогенно-осадочной толщей средней юры (байос). Термальные воды в этом районе вскрыты рядом скважин глубиной от 1250 до 3225 м (Новороссийск, Мацеста, Хоста, Гагра, Сухуми, Беслети). Температура воды на изливе в зависимости от глубины интервала опробования колеблется от 33° до 47°, расходы достигают 20—30 л/сек, реже — более, минерализация варьирует от 0,4 до 2 г/л, иногда достигает 30 г/л (Мацеста). Состав вод — от сульфатно-хлоридно-натриевого до хлоридно-натриевого. Среди растворенных газов значительно содержание сероводорода (в Мацесте до 460 мг/л). В мергелистых известняках дат-палеоцена, по данным Беслетских скважин 2; 3 и 7 глубиной от 600 до 1252 м, заключены хлоридно-натриевые воды с минерализацией от 11 до 32 г/л, с метаново-азотным составом газов. Здесь же в известняках нижнего мела (скв. 4, интервал 600—1080 м) минерализация воды понижается до 1,2 г/л, а состав воды становится сульфатно-хлоридно-карбонатно-натриевым. Такая инверсия в минерализации и составе термальных вод связана с лучшими условиями движения и оттока в мощной толще меловых известняков и песчаников по сравнению с мергелистыми известняками дат-палеоцена. Близость области питания у вод, приуроченных к ниже-меловым известнякам, и высокое ее положение в Кодорском хребте создают благоприятные условия для пропикновения на глубину слабominерализованных вод.

Беслетская скв. 1 глубиной 2000 м вскрыла фундамент бассейна, сложенный брекчией порфиров байоса.

В *Рионской впадине*, так же как и в Черноморской, основным водоносным комплексом является толща известняков с термальной водой нижнего мела. Здесь глубокими нефтеразведочными скважинами вскрыты и выведены на поверхность термальные воды, нагретые до 100°. Это самые горячие воды из выведенных на поверхность во всей складчатой зоне Большого и Малого Кавказа (табл. 11).

По данным температурных измерений в скважинах Г. М. Гаглюев приводит величины геотермического градиента для западной части Рионской впадины, которые лежат в пределах 2,7—3,0°/100 м. На участках скрытых или открытых разгрузок величина градиента может резко меняться.

Рис. 6. Схема гидрогеотермических условий складчатой зоны Большого и Малого Кавказа с межгорными впадинами (составлена по данным С. А. Алиева, А. А. Анапияна, Л. Н. Барабанова, И. М. Буачидзе, Г. М. Гоглаева, М. А. Кашкая, Г. Б. Копгерлинской, Б. Ф. Маврицкого, Ф. А. Макаренко, Ш. Ф. Мехтиева, Ш. Р. Чубинидзе и др., по материалам разведочного бурения на нефть, газ, термальные и минеральные воды).

1 — складчатые сооружения, в пределах которых выходы термальных вод отсутствуют (не обнаружены); 2 — складчатые сооружения, в пределах которых отмечаются локальные выходы термальных вод вдоль крупных разломов; 3 — изолинии глубин поверхности доверхнеюрского фундамента Рионской и сопряженных с ней впадин; 4 — изотермы по поверхности доверхнеюрского фундамента; площади распространения первых от поверхности водоносных комплексов с термальной водой: 5 — неогеновых, 6 — палеогеновых, 7 — меловых, 8 — в нижних частях неогеновых; контуры распространения водоносных комплексов с термальной водой: 9 — неогеновых; 10 — майкопских (Pg — N₁¹); 11 — меловых; 12 — юрских; 13а — потухшие вулканы; 13б — грязевые вулканы; минерализация термальных вод в источниках и скважинах в г/л: 14 — 35—50; 15 — 50—100; 16 — 100—200; н.с. — нет сведений, фонт. — фонтанирует. Остальные усл. обозначения см. на рис. 3.

Гидрогеотермические районы: I — складчатая зона Большого Кавказа; II — Причерноморская впадина; III — Рионская впадина; IV — Куринская впадина (с Алазанской и Араксинской впадинами второго порядка); V — складчатая зона Малого Кавказа; VI — складчатая зона Талыша; VII — Араратская впадина; VIII — Нахичеванская впадина

Таблица 10

Характеристика термальных источников складчатой зоны Большого Кавказа *

Источник	Дебит, л/сек	Темпера- тура, °С	Минера- лизация, г/л	рН	Химический состав						Характерные компоненты, мг/л
					Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl	
					мг/л; % экв						
Торгвас-Абаго	7,1	37,5	0,50	8,0	159,62	—	4,41	309,0	12,75	71,0	
					97,00	—	3,00	68,41	3,63	27,93	
Лагодехи	0,5	24	0,44	8,5	150,42	—	13,34	37,0	38,67	206,0	
					90,83		9,17	8,34	11,11	80,55	
Ели-Су	1,9	40	0,91	—	382	2,4	5,0	1001,9	4,0	16,10	H ₂ SiO ₃ — 35,0
					97,3	1,2	1,50	97,4	0,03	2,3	
Хал-Хал	1,5	32	1,213	7,5	195,9	12,8	23,9	620,5	14,1	10,6	H ₂ SiO ₃ — 33,2
					79,2	9,8	11,1	94,5	2,7	2,8	
Гамерван	1,5	33,5	1,242	7,4	490,6	4,0	26,4	1206,6	36,2	56,0	H ₂ SiO ₃ — 55,1
					92,8	1,4	5,8	89,6	3,3	7,1	
Хаши-Левобережный	0,2	40,8	0,833	—	347,7	1,50	5,5	920,7	2,8	15,9	
					97,6	0,7	1,7	96,7	0,4	2,90	
Халтанский	17,4	47,8	1,068	—	452,70	0,90	5,5	1148,20	5,20	30,0	H ₂ SiO ₃ — 47,3
					98,2	0,40	1,4	94,0	0,5	5,5	

* Таблица составлена по данным Грузинского и Азербайджанского геологических управлений.

Таблица 11

Характеристика термальных вод Черноморской и Рионской впадин *

Местополо- жение скважины	Интервал оп- робования в м и возраст во- довмещающих пород	Пьезометри- ческий уро- вень, м	Дебит, л/сек Пониже- ние, м	Темпера- тура на глубине пласта, °С На из- ливе	Минерализа- ция, г/л	рН	Химический состав						Преоблада- ющие газы	Харак- терные компо- ненты
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
Новорос- сийск	77—1248 (открытый ствол) Cr ₂	40,0	$\frac{22,5}{38,8}$	$\frac{37}{33}$	0,43	9,04	150,7 100,0	Не обн.	Не обн.	246,0 87,5	6,2 1,97	24,5 10,53	—	—
Мацеста	1500—2000 J ₃	16,3	$\frac{64,82}{13,0}$	$\frac{46}{38,3}$	26,8	6,6	8372,5 78,52	369,0 6,58	1372,2 14,70	586,8 2,08	4,3 0,02	15957,0 97,0	H ₂ S, N ₂	Br — 64 I — 8
Гагра	1153—1225 J ₃	34	$\frac{33,5}{32}$	$\frac{—}{46,5}$	2,05	7,3	14,7 2,1	125,2 33,1	404,6 64,8	207,4 10,9	1198,6 80,2	98,3 8,9	H ₂ S, N ₂	Br — 58 I — 11
Беслети	335—600 Cr ₂ — Pg ₁₊₂	2,1	$\frac{2,7}{2,1}$	$\frac{—}{32}$	13,22	7,6	4718,6 89,15	158,1 5,80	200,4 4,45	347,7 2,51	9,6 0,09	7723,0 97,07	H ₂ S, N ₂	Br—50 I—9
Беслети	1500—1700 Cr ₁	18	$\frac{1,67}{18,0}$	$\frac{—}{35,5}$	1,6	7,65	337,1 61,74	27,9 9,79	124,2 26,4	268,5 18,7	609,0 53,98	227,0 27,25	N ₂	—
Цаиши	707—824 Cr ₁	150	$\frac{11,2}{—}$	$\frac{—}{82}$	1,65	—	231,61 39,94	41,22 13,45	235,47 46,61	165,0 10,71	696,91 57,56	284,0 31,73	N ₂	—
Квалони	3098—3100 Cr ₁	4,6	$\frac{4,6}{—}$	$\frac{—}{94}$	11,78	—	2975,28 63,93	195,17 7,93	1141,28 28,14	183,0 1,48	784,50 8,08	6496,0 90,43	H ₂ S, CH ₄	Br — 32
Квемо-Сп- монети	1370—1392 Cr ₁ — Cr ₂	17	$\frac{2,5}{17}$	$\frac{—}{44}$	1,38	7,5	268,4 60,65	37,7 16,11	88,2 22,86	384,3 32,76	181,8 19,43	416,6 47,81	—	—

Таблица составлена по данным Грузинского геологического управления, Северокавказского геологического управления и Геокаптажминвода.

Минерализация термальных вод увеличивается с севера на юг и юго-запад. К югу от линии Цаиши — Зугдиди — Моква минерализация вод нарастает и в зоне Квалонских и Челадидских скважин в нижней части комплекса достигает 12 г/л, уменьшаясь в верхней части до 2,5 г/л (интервал опробования 2500—3100 м). В Зугдидских и Цаишских скважинах минерализация вод не превышает 1—2 г/л. По составу термальные воды изменяются от сульфатно-хлоридно-натриево-кальциевых до хлоридно-натриево-кальциевых, а состав газов — от азотно-углекислого до метаново-сероводородного и углекисло-метанового.

В Чаладидских и Квалонских скважинах температура воды на изливе достигала 70—94° при дебитах от 2,5 до 11,5 л/сек.

В скважинах Цаиши и Накалакеви, пробуренных в зоне крупного разлома, с глубины 660—850 м выведены воды с температурой 80—82° и дебитом при самоизливе от 5 до 40 л/сек (в Цаиши напор достигал 90—150 м выше поверхности земли).

Термальная линия Цаиши—Накалакеви приурочена к южномергельской известняковой дуге, состоящей из ряда брахиантиклиналей, которые ограничивают Мегрельский артезианский бассейн второго порядка. К югу и северу от дуги по разломам известняковые толщи мела круто погружаются под третичные отложения.

В погруженной зоне Зугдидскими скважинами из нижнемеловых песчаников (интервал 2180—2820 м) была выведена самоизливом вода с температурой 91° и суммарным дебитом более 80 л/сек. К западу от Зугдиди Моквенской скважиной с глубины 2500—3000 м из неокомских песчаников была выведена хлоридно-сульфатно-натриево-кальциевая вода с температурой на изливе 100—102° и расходом 80 л/сек. Это пока самая мощная из скважин с термальной водой не только в Грузии, но и в Советском Союзе. В Очамчирах из соленосных отложений верхней юры скважиной был выведен самоизливом горячий рассол.

Верхние водоносные комплексы, приуроченные к песчано-глинистым отложениям олигоцена — миоцена и карбонатным отложениям дат-палеоцена, содержат значительно более минерализованные и менее нагретые воды, а расходы скважин заметно меньше, чем при вскрытии известняков нижнего мела (скважины Кулевские, Менджи).

В восточной части Рионской впадины термальные воды в районе курорта Цхалтубо выходят из известняков нижнего мела, слагающих ядро антиклинальной складки, разбитой сбросом, температура источников 34—35°, минерализация — 0,9 г/л; состав — сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридно-кальциево-натриево-магниевый. Группой скважин глубиной от 6 до 150 м выведена термальная вода с суммарным дебитом 220 л/сек.

К югу от Цхалтубо скважиной Парцхана — Канеби (1510 м) был вскрыт складчатый фундамент впадины — туфы и порфириды средней юры, из которых на глубине 1045—1510 м был получен рассол (минерализация 54,6 г/л) хлоридно-кальциево-натриевого состава с расходом при самоизливе до 1 л/сек. Температура на изливе составляла 27,5°, на глубине пласта она достигала 42,3°. В этом районе должны быть развиты соленосные отложения, которые обуславливают рассольную концентрацию воды.

Восточные группы скважин Квибиси, Квемо-Симонети и Аргвета вскрывают термальные воды в известняках нижнего и верхнего мела с дебитом при самоизливе от 2,5 до 4,5 л/сек и температурой воды от 24,5° (Аргвета, глубина 786—899 м) до 44° (Квемо-Симонети, глубина 1370—1392 м); минерализация колеблется от 6,1 до 7,2 г/л (у Квемо-Симонети аномально низкая минерализация — 1,4 г/л). Состав воды хлоридно-натриевый (Аргвета), хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-кальциевый (Квемо-Симонети) и гидрокарбонатно-натриевый (Квибиси).

В *Куринской впадине* и связанных с ней Алазанской и Нижне-Араксинской впадинах термальные воды изучены неравномерно. Основное количество глубоких скважин (главным образом разведочных на нефть и газ) сосредоточено в восточной части Куринской впадины. Алазанская в гидрогеотермическом отношении почти не изучена. Выполняющая ее мощная толща песчано-глинистых плиоценовых отложений должна содержать термальные воды различной нагретости. В южном борту впадины (район Гурджаани и др.) имеется ряд грязевых вулканов.

На востоке Куринской впадины термальные воды приурочены к толще песчаников и глин олигоцен — нижнего миоцена (аналог майкопской свиты). Здесь в группе скважин Кватисхеви опробовались интервалы на глубинах от 750 до 1290 м (при наибольшей глубине скважин 1806 м). Дебиты их очень различны — от 0,25 до 6 л/сек — при довольно стабильной температуре воды на изливе (25—28,5°). Минерализация воды 13,2—19,3 г/л, состав метановый хлоридно-натриевый. Вода вскрыта вместе с нефтью. Восточнее, в скважине Уджарма (в долине р. Иори) на глубине 2030—2060 м дебит скважины при самоизливе оказался незначительным — 3 л/сек (несмотря на сработку избыточного давления в 50 атм); температура воды на изливе была 53°, минерализация — 9,2 г/л, состав — метаново-углекислый хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый.

В восточной части Куринской впадины нарастание температуры в глубоких частях может быть определено на основе данных С. А. Алиева и М. А. Кашкай, которые вывели величину геотермического градиента во многих долго простаивающих скважинах на ряде нефтяных месторождений Азербайджана. Геотермический градиент колеблется в пределах от 2,7 до 4°/100 м. Близкие величины градиента приводятся Г. Б. Кенгерлинской. Изменения средней величины геотермического градиента по мере углубления могут выражаться следующими величинами:

Глубина, м	Геотермический градиент, °C/100 м
500	3,7
1000	3,3
2000	3,2
2500	3

Эти данные М. А. Кашкай рекомендует использовать для прогнозов температуры на тех или иных глубинах (Термальные воды СССР... 1963). В местах тектонических нарушений в результате подтока вод с глубины величина геотермического градиента, естественно, будет отклоняться от этих средних величин.

Основные водоносные комплексы в восточной части Куринской впадины связаны с отложениями апшерона, акчагыла, с продуктивной толщей среднего плиоцена, понта и миоцена (в основном сармат-меотис, чокрак-караган). Все эти отложения залегают на майкопской свите, кровля которой в центральных районах впадины погружена на многие километры. Напор термальных вод, вскрываемых скважинами в указанных отложениях, выше поверхности земли (избыточные напоры достигают 12 атм).

В окраинных частях впадины к апшеронским отложениям приурочены пресные и солоноватые термальные воды (Кировабадский район). В южной части Апшеронского полуострова минерализация вод достигает 50—100 г/л, состав хлоридно-натриевый. Минерализация еще более увеличивается в Нефтечалинском районе, где апшеронский водоносный комплекс погружен на глубину 2000—3000 м. Рассолы содержат йод и бром. Дебиты скважин при самоизливе незначительные — 1,2—2,6 л/сек — и увеличиваются в Кировабадской зоне до 10 л/сек. Температура в скважинах на глубине 1000—1050 м достигает 40—43° (Хыдырлы, Али-

Байрамлы, Дальмамедлы), на глубине 1500 м — 50° и более (Нефтечала, Али-Байрамлы). На больших глубинах замеры температур в скважинах дали противоречивые данные, и точность замеров вызывает сомнения.

Ачкагыльский водоносный комплекс мощностью 200—400 м содержит соленоватые и соленые термальные воды. На юге впадины, где этот комплекс залегает неглубоко (300—600 м), а ачкагыльские отложения местами выходят на поверхность в ядрах антиклинальных складок, воды преимущественно соленоватые; дебит резко изменяется от 0,3 до 67 л/сек. Максимальный дебит получен только в одной скважине, пройденной у пос. Бахча-Кюрд близ г. Кировабада. Температура воды на изливе 33° (интервал 528—574 м). В глубоких погружениях воды соленые (до 20 г/л и более), хлоридно-натриевые (Кюровдаг, интервал 2540—2576 м). Дебиты соленых вод малы, обычно менее 1 л/сек.

Наиболее полные сведения имеются о термальных водах продуктивной толщи плиоцена, основной нефтеносной толщи Куринской впадины, мощность песчано-глинистых пород которой достигает 2000—2500 м. В западной и северо-западной части Апшеронского полуострова, на островах Артем, Жилой, Нефтяные Камни ее отложения выходят на поверхность или залегают неглубоко, погружаясь на юг к осевой зоне Куринской впадины на глубины до 3000 м и более.

Анализ геотермических данных по Апшеронскому полуострову и прилегающим к нему островам показывает, что на глубине 1000 м температура достигает 40—42° (Лок-Батан, Сабунчи, Балаханы и др.), на глубине 1400—1500 м повышается до 54—56° (Лок-Батан, Сабунчи, Романы и др.), на глубине 2100—2300 м — до 70—77° (Сураханы, Карачухур и др.). В ряде мест, там, где по разломам поднимаются глубокие нагретые воды, образуются температурные аномалии. Так, в некоторых скважинах Нефтяных Камней на глубине 973—993 м замерены температуры 60, 62 и 65°.

Воды продуктивной толщи соленые до рассольных (минерализация до 130—150 г/л, а в районе Нефтечала — до 180 г/л), метанового и метаново-азотного хлоридно-натриевого состава, содержат йод и бром. В верхней части продуктивной толщи в связи с интенсивной эксплуатацией нефтяных месторождений уровни воды устанавливаются ниже поверхности земли; из нижней части разреза часто происходит самоизлив. Дебиты скважин при самоизливе изменяются от 0,2 до 3 л/сек.

Водоносная майкопская толща опробована лишь в двух районах: в Сиазань-Сумгайтском (на севере Апшеронского полуострова) и в Кировабадском (на юго-западе Куринской впадины) — там, где отложения этой толщи выходят на поверхность или залегают относительно неглубоко. В Сиазань-Сумгайтском районе мощность ее достигает 950—1000 м и к ней приурочен выход нескольких соленых (10—27 г/л) хлоридно-натриевых источников с температурой 22—25° и дебитом от 0,1 до 2,4 л/сек. Скважины на глубинах 400—2000 м также вскрывают метановые хлоридно-натриевые воды с минерализацией до 5 г/л и содержанием йода 10—55 мг/л, брома 10—35 мг/л. Дебит скважин чаще всего менее 0,5 л/сек. Температура на глубине 1000 м достигает 40° и более, на глубине 1400—1460 м она колеблется от 51 до 54°.

В Кировабадском районе майкоп представлен чередованием глин, песков, песчаников и мергелей, не выдержанных по мощности и простираению. Мощность отложений изменяется от 470 (Алиушаги) до 1600 м (Ширванлы, Нафталян). Отложения собраны в складки и погружаются на север и северо-восток. В скважинах температура на глубине 1000—1200 м достигает 42—50° (Мир-Башар, Казанбулах и др.), на глубине 1900—1950 м — 75° (Барда). Дебит скважин при самоизливе колеблется от 0,7 до 4 л/сек и более, минерализация воды изменяется от 3 до 15 г/л, состав метановый хлоридно-натриевый (табл. 12).

Характеристика термальных вод Куринской впадины *

Таблица 12

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водоупорных пород	Пьезометрический уровень, м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта, °С На излияе	Минерализация, г/л	pH	Химический состав						Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl	
							мг/л; % экв						
Уджарма	2030—2060 Pg ₃ — N ₁	500	3,0 498	— 53	9,21	—	3180,90 99,22	6,69 0,39	11,02 0,39	2531,50 29,77	30,85 0,46	3451,00 69,73	—
Казахбейли	470 N ₂	—	10,8 —	26 —	6,3	7,6	2442,9 97,1	12,2 0,9	44,3 2,0	416,0 5,6	11,0 0,2	3641,2 94,2	—
Бахча-кюрд	528—574 N ₂ ak	43,65	66,8 40,43	— 33	1,85	6,75	586,0 83,9	6,0 1,6	88,0 14,5	61,0 3,3	379,0 25,9	761,1 70,8	—
Кызыл-Гарджилы	16,0—308,9 N ₂ ak + Q ₂ (?)	8,5	9,0 8,5	25 —	1,7	—	310,0 74,1	38,0 10,4	93,0 15,5	244,0 13,4	218,0 15,1	760,0 71,5	—
Нафталан	450—519 Pg ₃ + N ₁	—	0,63 —	26,0 —	3,950	7,2	1465,8 93,4	18,0 2,3	61,0 4,2	262,0 6,3	18,0 0,5	2256,0 93,2	—
Барда	1945 Pg ₃ + N ₁	Самоизлив	45 —	— 75	12,85	—	4805,0 96,8	36,5 1,4	80,1 1,8	79,3 0,4	96,0 0,9	7764,0 98,7	—
Агджабеды	640—937 N ₂ ak	16	41,4 16	— 43	9,6	6,9	3346,0 87,7	121,6 6,0	210,0 6,3	220,0 2,2	23,0 0,2	5731,3 97,6	—
Нефтечала	2125—2241 N ₂ Pr	106,2	9,0 102,5	— 54,5(?)	177,0	6,75	55611,0 78,6	1926,0 5,2	10042,0 16,2	33,5 0,1	1231,0 0,8	108171,0 99,1	Br — 285,69 I
Бабазанан	2345 N ₂ Pr	—	31,9 — (?)	— 59 (?)	31,9	7,8	11873,0 94,2	52,0 0,8	548,0 5,0	79,0 0,2	108,0 0,4	19310,0 99,4	HBO ₂ — 20

* Таблица составлена по данным Азербайджанского геологического управления и нефтеразведочных организаций.

Т а б л и ц а 12 (окончание)

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст подовмещающих пород	Пьезометрический уровень, м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта, °С На входе	Минерализация, г/л	рН	Химический состав						Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl	
Между Пирсагатом и Хыдырлы	1022—1084 N ₂ Pr	2,5	$\frac{3,3}{—}$	$\frac{—}{40}$	78,2	7,0	$\frac{21255,0}{67,5}$	$\frac{1233,0}{7,44}$	$\frac{6872,0}{25,1}$	$\frac{65,0}{0,1}$	$\frac{1861,0}{2,8}$	$\frac{46954,0}{97,1}$	Br — 149,6 I
п-ов Апшеронский, пл. Карадаг	3216—3309 N ₂ Pr	—	$\frac{25}{—}$	$\frac{84,2}{—}$	28,9	—	$\frac{10986,0}{96,9}$	$\frac{64,0}{1,2}$	$\frac{192,0}{1,9}$	$\frac{158,0}{0,6}$	$\frac{344,0}{1,4}$	$\frac{17408,0}{98,0}$	—
п-ов Апшеронский, пл. Бибиэйбат	609—700 N ₂ Pr (V гор.)	—	$\frac{0,7}{—}$	$\frac{38}{—}$	98,9	—	$\frac{24262,0}{80,0}$	$\frac{2640,0}{11,7}$	$\frac{3380,0}{8,2}$	$\frac{1256,0}{0,8}$		$\frac{68000,0}{99,2}$	Br — 174 I
п-ов Апшеронский, пл. Зых	950—1035 N ₂ Pr	—	$\frac{0,2}{—}$	$\frac{38—37}{—}$	133,3	—	$\frac{42916,0}{81,2}$	$\frac{1965,0}{7,0}$	$\frac{6505,0}{11,8}$	$\frac{51,0}{0,1}$	$\frac{1599,0}{1,4}$	$\frac{80295,0}{98,5}$	Br — 211,9 I
Апшеронский архипелаг, Нефтяные Камни	990—993 N ₂ Pr (гор. KC)	Самоизлив	$\frac{0,5}{—}$	$\frac{60}{—}$	25,7(?)	—	$\frac{10290,0}{98,5}$	$\frac{51,0}{0,9}$	$\frac{52,0}{0,6}$	$\frac{498,0}{18,5}$	$\frac{36,0}{0,1}$	$\frac{12836,0}{81,4}$	—

На северной границе с Куринской низменностью, в районе погружения складчатых сооружений Большого Кавказа под отложения плиоцена в Кобыстане и западной части Апшеронского полуострова распространены многочисленные действующие грязевые вулканы, цепь которых протягивается на восток в пределы Бакинского архипелага в район «кипящего моря». Они приурочены к зоне тектонических нарушений кавказского направления и являются зоной крупных разрузок термальных вод и углеводородных газов. В настоящее время возникают новые грязевые вулканы, что свидетельствует о тектонической активности этого района, испытывающего погружение.

Гидрогеотермические условия Нижне-Араксинской впадины изучены слабо, но поскольку выполняющие ее отложения сходны с осадками Куринской впадины, эти условия также должны быть близки.

Несколько обособленное положение занимает Кусаро-Девичинская впадина, лежащая к северу от Апшеронского полуострова. В апшеронских песках скважинами на глубинах от 200 до 650 м вскрываются слаботермальные воды с температурой до 25°. Все скважины дают самоизлив с избыточным напором 40—120 м; ближе к горам избыточный напор уменьшается в связи с повышением поверхности земли. Дебиты скважин достигают в этом районе 12—18 л/сек, в приморской полосе они увеличиваются до 70—75 л/сек. Это самый водообильный в Азербайджане водоносный комплекс, содержащий пресные слаботермальные воды в основном гидрокарбонатно-сульфатно-натриевого состава.

На юге впадины (на границе с Сиазанским районом) в ряде скважин глубиной 1500—2000 м были вскрыты майкопские глины с прослойками песчаников и песков. Опробование прослоек показало их слабую водообильность. Дебиты скважин не превышают 0,5 л/сек, температура на глубине пласта 51—57° (1500—1600 м). Состав вод хлоридно-натриевый, минерализация колеблется от 2,5 до 4,5 г/л.

Малый Кавказ — самая крупная в Советском Союзе провинция термальных углекислых вод, связанная с районом недавней интенсивной вулканической деятельности. По обилию выходов термальных источников она также не имеет себе равных. Это свидетельствует о том, что породы, слагающие синклинии и антиклинии, сильно раздроблены молодыми водовыводящими разломами; сейсмичность данного района высока.

В пределах Аджаро-Триалетской складчатой зоны наиболее крупными естественными месторождениями углекислых термальных вод являются Боржомское, Вапшловани-Квибисское, Ахалцхское, Вардзия-Хертвисское. Наибольшей температуры достигают углекислые термы в районе Ахалцха, Аспиндза, Вардзия, однако нигде в Аджаро-Триалетской зоне она не поднимается выше 50°.

Термальные воды как источников, так и из скважин (глубиной от 130 до 1430 м) относятся к углекислым гидрокарбонатно-натриевым с минерализацией от 1 до 6,1—6,5 г/л. Многие источники отлагают травертины. Уровень воды превышает поверхность земли на 20—30 м, дебиты отдельных скважин при самоизливе колеблются от 0,5 до 30 л/сек в зависимости от места заложения скважин. При подсечении водовыводящей тектонической трещины расходы скважин достигают значительных величин, вне трещин они малы (табл. 13 и 14).

Совсем иной тип вод развит близ границы Аджаро-Триалетской складчатой зоны с западной частью Куринской впадины. Здесь давно известны выходы Тбилисских терм с хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатно-натриево-кальциевым ионным составом. Состав газов варьирует от азотно-метанового до метаново-азотного с содержанием сероводорода до 44 мг/л. В естественных выходах температура источников колеблется от 28 до 43,8° и во многом зависит от дебита, который изменяется от 0,1 до 0,6 л/сек. Скважинами глубиной до 1520 м из туфогенно-осадочных пород палео-

Т а б л и ц а 13

Характеристика термальных источников складчатой зоны Малого Кавказа *

Источник	Дебит, л/сек	Темпера- тура, °C	Минера- лизация, г/л	pH	Химический состав						Преоблада- ющие газы	Характерные компоненты, мг/л
					Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
					мг/л; % экв							
Тбилиси	0,63	43,8	0,292	9,3	76,80	3,5	14,0	64,6	20,6	63,80	N ₂ и H ₂ S	—
					77,13	6,70	16,17	42,88	10,80	43,57		
Мартуни	2,0	25	4,18	7,7	881,0	190,8	146,0	1872,7	Сл.	1078,8	CO ₂ , N ₂	—
					62,58	25,82	11,8	50,4	—	49,6		
Исти-Су, Кельбаджар- ский район	0,3	47	3,37	—	605,0	33,0	65,0	2682,0	985,0	372,0	CO ₂	—
					92,0	3,7	4,3	58,7	27,3	14,0		
Минкенд, Лагинский район	2,3	23	0,139	—	641,0	284,0	356,0	2756,0	222,0	651,0	—	—
					39,6	34,2	26,2	66,2	6,8	27,0		
Татев, Горисский район	1,0	26	2,32	6,2	303,93	150,0	96,0	1512,8	74,0	127,8	—	Fe — 0,8 Mn — 0,15
					42,58	41,34	16,08	82,78	5,16	12,06		
Дарридаг, Нахичеван- ская АССР	6,9	18—19	15,064	6,7	5349,71	171,96	440,65	4431,0	893,67	5993,3	CO ₂	Br — 9,32 I — 3,92
					86,1	5,4	8,5	27,9	7,1	64,08		
Джульфа, Нахичеван- ская АССР	1,5	22,8	14,328	—	4791,8	177,0	6456,0	5246,3	849,4	5221,1	CO ₂	As — 25—30
					81,6	5,8	12,6	34,2	7,1	58,7		

* Таблица составлена по данным Азербайджанского, Армянского и Грузинского геологических управлений.

Таблица 14

Характеристика термальных вод складчатой зоны Малого Кавказа, вскрытых скважинами *

Местоположение скважин	Интервал опробования в м и возраст водовмещающих пород	Гидрометрический уровень, м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта, °C На изливе	Минерализация, г/л	pH	Химический состав						Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl	
							мг/л; % экв						
Вацловани	700—1072 Cr ₂	120	19 120	— 40,5	7,013	7,0	1921,0 95,32	18,00 2,62	34,00 1,94	4585,0 85,80	2,0 0,06	440,0 14,40	—
Цихнеджвари	245—300 Pg ₂ ²	—	6,6 —	— 31,5	0,09	8,4	32,20 93,33	Нет —	2,00 6,67	48,40 80,00	Нет —	10,65 20,00	—
Аспиндза	365 Pg ₂ ²	8	2,0 7,0	— 43	0,86	8,4	158,0 53,37	Нет —	72,0 46,63	1200,0 3,73	134,0 21,63	341,0 74,64	—
Хертвиси	185—340 Cr ₂	130	21,8 —	— 43	10,9	7,0	2706,0 86,29	129,0 7,78	160,0 5,87	4880,0 58,68	497,0 7,58	1633,0 33,74	—
Анкаван, Разданский район	390—410 Зона Мармаритовского разлома	—	14,0 —	42,0 —	7,74	6,8	1637,2 65,80	130,0 10,2	518,4 24,0	3428,2 52,2	180,0 3,40	1701,9 44,4	Br — 85 I — 6
Арзни	80—120 Приурочен к древнему руслу р. Раздан	—	5,0 —	20 —	7,0	6,4	1935,0 75,4	198,6 14,6	223,5 10,0	1787,0 26,4	362,0 6,6	2644,5 67,0	Br — 5 I — 1
Арабат	63—201 D	—	27 —	25,0 —	1,54	6,4	127,6 28,48	38,4 16,70	208,0 54,82	994,3 86,08	45,0 4,92	60,4 9,0	—
Саят-Нова, Азизбековский район	200 Pg ₂ ²	—	3,5 —	38 —	9,7	—	2437,5 74,8	117,7 7,2	493,9 18,0	2928,8 35,0	1332,9 20,3	2099,5 43,3	—
Джермук, Азизбековский район	66 Зона разлома	—	12,0 —	64,5 —	4,97	6,4	1145,6 74,26	65,7 12,34	192,0 13,4	2313,0 58,6	769,0 24,70	383,4 16,70	Br — 100 I — 3
Ангехакет, Сисианский район	94—132 N ₂ ²	—	3,0 —	24 —	1,88	6,6	214,2 43,34	72,0 26,8	132,0 29,86	1098,0 81,44	165,0 15,52	23,8 3,04	—
Шамб, Сисианский район	35—74 N ₂ ²	—	6,0 —	25,0 —	4,48	6,4	690,6 49,90	192,0 26,4	283,4 23,70	2121,0 58,16	477,2 16,64	535,0 25,2	—

* Таблица составлена по данным Армянского и Грузинского геологических управлений

цен-эоцена были выведены воды того же состава с температурой на изливе от 25 до 50° и дебитами от 0,3 до 12 л/сек (температура воды наиболее водообильных скважин была наибольшей). Водообильность скважин, как и в других районах, связана с подсечением водовыводящих тектонических трещин, которыми разбиты породы. Минерализация вод в источниках и неглубоких скважинах не превышает 1 г/л, увеличиваясь до 2,5—4,5 г/л в глубоких. Одновременно с минерализацией изменяется и состав вод на хлоридно-натриево-кальциевый.

В наиболее глубоких скважинах Тбилисского района (глубиной до 3650 м) вскрыты метановые хлоридно-натриево-кальциевые соленые воды, содержащие небольшие скопления углеводородных газов. Этими скважинами под палеогеновым флишем вскрыты верхнемеловые дислоцированные отложения. По данным Грузуглерудразведки, температура этих отложений достигает 124°.

Таким образом, в наибольшем удалении от района недавней вулканической деятельности воды терм перестают быть углекислыми, представляя собой очаги разгрузки глубоких горизонтов в водонапорной системе трещинно-жилых вод.

В пределах Армянской части Малого Кавказа отмечено большое число углекислых, пресных и слабосоленоватых термальных источников, температура большинства из них ниже 50° (обычно 25—35°), а расходы колеблются от 0,5 до 2,5 л/сек, реже более (Татев, Арени, Мартуни, Бугур, Так-Ахпюр, Сисиан и др.). Л. Н. Барабанов (1961) среди термальных вод этого района по составу выделяет источник Арзни, выходящий на дне долины Раздац, прорезавшей лавовый покров. Этот источник насыщен углекислотой, имеет хлоридно-натриевый состав и минерализацию 12 г/л. Такой состав источника, расположенного в окраинной части Араратской депрессии, является результатом выщелачивания распространенных здесь миоценовых соленосных пород.

Наиболее крупные и нагретые углекислые источники связаны с Анкаван-Зангезурским разломом, проходящим через всю Армению с северо-запада на юго-восток к Мегринскому гранитному массиву.

Наиболее нагретый и самый известный из углекислых источников Армении Джермук расположен в юго-восточной части указанного разлома. Он выводится скважинами глубиной 60—100 м¹, температура воды здесь 64,5°; дебит — 12 л/сек; минерализация — около 5 г/л; состав гидрокарбонатно-натриевый. Вследствие большого количества углекислоты в источнике при дегазации в устьевой зоне интенсивно выпадает карбонатный осадок. Это приводит к зарастанию обсадных труб.

Джермукский источник расположен на пересечении двух крупных разломов кавказского и антикавказского направления. К продолжению последнего в пределах Азербайджана приурочена группа углекислых источников Истису, рассредоточенных на расстоянии 40 км вдоль долины р. Тертер. Температура воды в них колеблется от 37 до 75°. Температура воды, выведенной скважиной с глубины 365 м, также достигает 73°. Суммарный дебит всех источников составляет десятки литров в секунду. Минерализация вод источников варьирует от 3,3 до 5,0 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатно-натриевый. Источники интенсивно отлагают травертины.

Совершенно иной газовый и ионный состав имеют источники Талыша, выходящие тремя группами: Массалинской, Ленкоранской и Астаринской. Все они приурочены к разломам и оперяющим трещинам, которые рассекают туфогенно-осадочную толщу палеогена и имеют хлоридно-натриево-кальциевый состав воды и минерализацию от 3,6 до 19,1 г/л. На-

¹ Скважина глубиной до 500 м вывела те же углекислые гидрокарбонатные воды с температурой 65°.

иболее минерализованы Массалинские и Астаринские группы источников (15—20 г/л), наименее — Ленкоранские (всего 3,5—5 г/л). Если судить по единичным определениям, газовый состав в Массалинских источниках, по-видимому, метановый и азотно-метановый. Дебиты отдельных источников колеблются от 0,5 до 7 л/сек, иногда увеличиваясь до 15—20 л/сек и более. Температура воды у Массалинских источников достигает 55—65°, Ленкоранских — 39—43°, Астаринских — 49°.

В Астаринском районе возле Алашинских источников скважинами глубиной от 100 до 500 м выведено самоизливом около 60 л/сек хлоридно-натриево-кальциевой воды с температурой до 50° и минерализацией до 21 г/л. Это наиболее крупный расход, полученный из скважин при разведке в Талышском районе (табл. 15).

Состав вод рассмотренных источников типичен для глубоких горизонтов артезианских бассейнов. По всей вероятности, они связаны с водами глубоких горизонтов водонапорной трещинной системы, граничащей с Куринской впадиной, и разгружаются по зонам разломов.

К югу от складчатой зоны Малого Кавказа в Араратской и Нахичеванской впадинах термальные воды встречены в соленосных отложениях миоцена, что сказывается на их составе и минерализации. В Араратской впадине Аванской скважиной, пройденной близ г. Еревана, были выведены слаботермальные рассолы. На глубине 1650 м температура в скважине достигала 58—62°. По данным Р. Г. Арутюняна (1964), другими скважинами, глубиной до 3000—3300 м, пройдены миоценовые соленосные отложения с рассольными водами (35—82 г/л) и вскрыты дислоцированные глинисто-песчаные и известковистые отложения палеогена и мела, слагающие фундамент впадины. Дебиты скважин очень малы, при самоизливе — менее 1 л/сек. Среди растворенных газов содержится от 0,5 до 1,5 г/л углекислоты.

Гидрогеотермические условия Нахичеванской впадины почти не изучены. Можно предполагать, что в глубоких водоносных горизонтах так же, как и в Араратской впадине, будут вскрыты сильно соленые и рассольные воды. Косвенным показателем этого могут служить Джульфинские источники, приуроченные к зоне разлома, который ограничивает южный борт впадины. С этой зоной связано образование лакколлитов, прорывающих третичные и меловые породы. Температура воды Джульфинских источников 22,5—26,5°, суммарный дебит 10 л/сек, минерализация воды 15 г/л, состав хлоридно-натриевый. Вода насыщена углекислотой (до 1,8 г/л) и содержит необычно много мышьяка до 20—26 мг/л, который, по-видимому, связан с жилами реальгара и аурипигмента, пронизывающими породу. Пройденными близ источников скважинами (глубиной 187—665 м) выведены самоизливающиеся воды с температурой 41—52° и дебитом 12,5—33,3 л/сек. Избыточные напоры достигают 5 атм.

В пределах перемычки, отделяющей Араратскую впадину от Нахичеванской, неглубокими скважинами (50—200 м) из карбонатных пород палеозоя (девона-карбона) выводятся пресные азотные гидрокарбонатно-натриево-кальциевые воды с дебитом до 27 л/сек (скважина в пос. Арарат) и температурой до 25°. В пос. Веди скважиной вскрыты слабосоленоватые и слаботермальные воды.

Складчатая зона Копетдага и Малого и Большого Балхана с Западно-Туркменской (Закаспийской) межгорной впадиной. Складчатая зона Копетдага постепенно погружается на западе под неогеновые отложения Западно-Туркменской (Закаспийской) впадины, а на северо-востоке обрывается крупным разломом, по которому местами происходит надвигание меловых пород Копетдага на третичные и четвертичные породы Предкопетдагского прогиба. Разлом и ряд оперяющих его трещин развиваются в настоящее время, с ними связаны разрушительные землетрясения в этом районе.

Таблица 15

Характеристика термальных источников Талышской складчатой зоны *

Источник	Дебит, л/сек	Темпера- тура, °С	Минера- лизация, г/л	pH	Химический состав						Преобла- дающие газы	Харак- терные компо- ненты, мг/л
					Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
					мг/л; % экв							
Донгуз-Утан, Массалинский район	5	63	14,034	6,5	3862,0 69,0	— —	1520,0 31,0	84,0 0,6	18,0 0,2	8582,0 99,2	N ₂ —CH ₄	Br — 14 I
Гавзавуа, Ленкоранский район	5	42	3,621	5,9	1130,0 79,0	9,0 1,1	208,98 17,0	78,0 2,0	59,0 2,1	2120,0 95,9	N ₂	—
Мешасу, Ленкоранский район	0,5	40,5	5,327	5,97	1655,3 77,8	17,0 1,5	381,6 20,7	24,0 0,4	61,7 1,4	3220,4 98,2	N ₂ —CH ₄	Br — 9,5
Ховт-Хони, Ленкоранский район	11	37	4,503	—	1037,7 60,2	4,00 0,4	592 39,4	17,0 0,4	56,0 1,4	2808 98,2	—	—
Аланинский **, Астарин- ский район	Незначит.	39,0	19,0	7,3	4385,0 57,4	61,0 1,6	2731,0 41,0	72,0 0,5	106,0 0,6	11657,0 98,9	—	—

* Таблица составлена по данным Азербайджанского геологического управления.

** Рядом с источником с глубины 150—200 м скважиной выведены термальные воды с температурой 50°, дебитом более 40 л/сек и минерализацией до 19 г/л.

На северо-запад от Копетдага протягиваются складчатые структуры Малого и Большого Балхана, причем с севера и юга они ограничены крупными разломами (северный разлом, по-видимому, является продолжением Копетдагского).

Гидрогеотермические условия Копетдага и Большого Балхана изучены слабо. П. И. Калугиным установлено, что породы складчатых структур Копетдага обладают плохими коллекторскими свойствами и обводнены локально, вдоль зон дробления разрывных нарушений, которые дренируют водонапорную систему Копетдага. Основную дренирующую роль здесь выполняет разлом северо-восточного фаса Копетдага, вдоль которого выходят многодебитные слаботермальные источники, известные еще со времени Никшича. Наиболее крупными из них являются источники Коу и Арчман, выходящие по разлому из известняков неокома с дебитом соответственно 75 и 100 л/сек, температурой до 30°* и минерализацией до 1,5—2 г/л. Состав источников хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатно-натриево-кальциевый с содержанием сероводорода до 24 мг/л.

В скважине глубиной 1203 м, пройденной близ источника Арчман и вскрывшей неокомские известняки, температура на забое достигала 37°. Откачка показала небольшой дебит скважины. По-видимому, она не пересекла тектонической трещины.

В Фирюзинском ущелье скважины глубиной до 2000 м, вскрывшие известняки неокома и юры и подсекшие зону надвига (мезозой надвинут на палеоген), дали незначительные расходы, достигающие при самоизливе 0,2—0,3 л/сек. Температура на глубине 940 м была 36,4°.

Исходя из приведенных данных, можно предполагать, что термальные источники Копетдагской термальной линии поднимаются с глубин, не превышающих 1000 м.

Кроме описанных источников к Копетдагской термальной линии приурочен ряд мощных слаботермальных источников, по температуре и составу сходных с Арчман и Коу. Среди них наиболее крупные Баба-Ходжа (дебит 81 л/сек), Карасу (дебит 90 л/сек), Пантыш (дебит 80 л/сек). Следует отметить, что в результате частых землетрясений дебиты источников резко меняются. Например, у Арчманского источника дебит иногда повышался до 300 л/сек, а после очередного землетрясения снижался до 140 л/сек.

В Центральном Копетдаге выходов термальных вод не отмечено. Лишь в долине р. Сумбар близ г. Кара-Кала редкие глубокие скважины вскрывают малodeбитные воды. Так, скважиной глубиной 1276 м вскрыты термальные воды с небольшим дебитом и температурой на глубине 1235 м 43°.

В пределах Большого Балхана термальных источников нет, и только по линии разлома, проходящего у его основания, неглубокими скважинами выводятся солоноватые и соленые воды. Близ колодца Кара-Чагыл скважиной глубиной 300 м, вскрывшей юрские аргиллиты, выведены хлоридно-натриевые воды с минерализацией до 18 г/л и температурой до 46,5°; дебит — 2 л/сек. Из отложений пролювиального шлейфа на территории г. Небит-Дага скважины выводят хлоридно-натриевые воды с минерализацией 2,6—3,6 г/л и температурой 25—33°. В обоих случаях они связаны с разгружающимися по зоне дробления глубокими хлоридными высокоминерализованными водами, заключенными в отложениях Западно-Туркменской впадины.

Западно-Туркменская впадина, ограниченная на севере складчатой зоной Малого и Большого Балхана и мезозойскими структурами юга Красноводского полуострова, на востоке — западными отрогами Копетдага, на

* В подземном Бахарденском озере, регуляторе источника Коу, температура воды достигает 37°.

юге — складчатой зоной Эльбурса, является самой глубокой из всех депрессий на территории СССР. По геофизическим данным ее палеозойское основание погружено более чем на 20 км. Некоторые исследователи рассматривают эту впадину как восточную часть огромной Южно-Каспийской впадины, в которую кроме Западно-Туркменской включаются Курипская впадина и южная, самая глубоководная часть Каспийского моря.

Подобно Курипской впадине Западно-Туркменская также выполнена породами палеогена и неогена, залегающими на мезозойской толще. Скважинами глубиной до 4000 м вскрываются в основном плиоценовые отложения, среди которых выделяются: красноцветная толща мощностью 1000—3500 м, состоящая из неравномерно переслаивающихся песчаников, алевролитов и глин, в нижней части с прослоями ангидритов¹; акчагыльский ярус мощностью 50—400 м, сложенный глинами и песками; апшеронский ярус мощностью 600—800 м, также сложенный глинами и песками. Выше залегает терригенная толща бакинского, хазарского, хвалынского и новокаспийского ярусов общей мощностью до 1000 м.

Все указанные отложения собраны в брахиантиклинальные и брахисинклинальные складки, осложненные многочисленными сбросовыми трещинами и крупными разломами, среди которых выделяются две основные зоны разломов: субширотная Прибалханская и субмеридиональная Гограндаг-Окаремская. Зоны трассируются термальными источниками и действующими грязевыми вулканами, которые чаще всего приурочены к купольным частям развитых сбросов складок.

По данным термозамеров, в глубоких скважинах величина геотермического градиента колеблется от 3 до 10°/100 м. А. С. Щербаков (1956, 1964), С. С. Джибути (1962), Е. А. Бедер, С. С. Джибути и Ф. А. Макаренко (1963) отметили в Западной Туркмении обилие геотермических куполов, обусловленных подъемом по зонам разломов вод из глубоких частей разбуриваемых структур. Указанные авторы подчеркивают, что в верхних частях разреза таких структур геотермический градиент бывает наибольшим, а с глубиной приближается к средней величине для данного района. Средний геотермический градиент для Челекена определен в 3,8°/100 м, для Небит-Дага — в 3,6°/100 м. Близкие величины можно ожидать и для других структур впадины.

В связи со специфическими геотермическими условиями температура в скважинах на одних и тех же глубинах может быть резко различной. В ряде скважин Челекена на глубине 1000 м она колеблется от 45 до 98°, на глубине 2000 м — от 75 до 105°. На изливе температура воды по ряду площадей варьирует от 40 до 81°.

Обращают на себя внимание очень высокие напоры термальных вод водоносного комплекса красноцветной толщи. По данным В. В. Колодия (1966), в нижней части толщи избыточные (выше поверхности земли) напоры достигают наибольшей величины (140—180 атм) в западной части впадины (Челекен, Окарем, Камышджа), уменьшаясь в восточной части Прибалханской зоны до 40—50 атм. В верхней части красноцветной толщи избыточные напоры снижаются с запада на восток от 60—90 до 20—40 атм. Такие высокие напоры указывают на процесс энергичного опускания Западно-Туркменской впадины в антропогене, когда в условиях достаточной изоляции погружающихся водоносных толщ к гидростатическому напору добавляется геостатическое давление. В совокупности это приводит к тому, что избыточные напоры в средних частях водонапорной системы становятся значительно выше отметок окружаю-

¹ Ряд исследователей [Вистелиус, Коробков и др. (1956)] склонны относить низы красноцветной толщи, содержащие прослой ангидритов, к миоцену, т. к. галогенные осадки неогена Туркмении встречаются исключительно в миоцене.

щих возможных областей питания. При интенсивной эксплуатации избыточные напоры могут быть довольно быстро снижены. Такое явление наблюдается в районе Челекена, где в связи с интенсивной разработкой не только йодного, но и нефтяных и газовых месторождений напоры вод быстро падают, и в ближайшие годы, в том случае, если сохранятся современные темпы отбора жидкости из пластов, могут понизиться ниже поверхности земли.

Расходы многих скважин, вскрывающих термальные воды в красноцветной толще, очень большие. На площадях Окарем, Монжуклы, Кум-Даг, Боя-Даг расходы при самоизливе достигают нескольких десятков литров в секунду. На структурах Кум-Даг и Боя-Даг из водоносных пород акчагыла получены дебиты при самоизливе до 20—40 л/сек; в западной части впадины в Котур-Тепе, где в разрезе преобладают глинистые слои, дебит скважин снижается до 1—2 л/сек. Обычно также мал дебит скважин, вскрывающих апшеронские отложения (Небит-Даг, Кум-Даг, Боя-Даг и др.).

Отложения плиоцена содержат соленые и рассольные метановые и метаново-азотные хлоридно-натриевые воды; содержание йода доходит до 70 мг/л, брома — до 640 мг/л. Эти элементы содержатся в основном в водоносной красноцветной толще.

Минерализация термальных вод изменяется от 30 до 250 г/л, местами бывает и выше. В. В. Колодий (1966) считает, что наиболее распространены в отложениях плиоцена воды с минерализацией 90—100 г/л, причем в приподнятых, интенсивно разбитых сбросами складках в верхних частях красноцветной толщи воды местами еще более минерализованы (250—300 г/л) (табл. 16).

Складчатая зона Памира является крайним восточным звеном в цепи структур кайнозойской (альпийской) области складчатости, развитой на территории СССР. Она имеет сложное геологическое и тектоническое строение, подразделяясь на ряд подзон. Самая северная из них — подзона Северного Памира — Северопамирским разломом отделяется от Памиро-Алайского прогиба, а следующая подзона Центрального Памира отделена от Северного Памира Центральнопамирским разломом. Рушано-Пшартским разломом эта подзона отделена от Юго-Восточного Памира. Южной его границей служит Гунтско-Аличуртский разлом. Все эти зоны сложены метаморфизованными терригенно-вулканогенными и карбонатными отложениями палеозойского и мезозойского возраста, прорванными многочисленными сбросами, надвигами.

По отношению к перечисленным подзона Юго-Западного Памира выступает в виде докембрийского срединного массива Карокорумской геосинклинали. Наиболее развиты здесь гнейсы, кристаллические сланцы докембрийского возраста, разорванные тектоническими нарушениями.

Интенсивный подъем всей складчатой зоны Памира в неоген-антропогене привел к омоложению крупных зон разломов, образованию ряда оперяющих трещин. Активные тектонические движения продолжаются и в настоящее время, о чем свидетельствуют частые сильные землетрясения в этой зоне.

С молодыми и омоложенными разрывными нарушениями на Памире связаны выходы довольно многочисленных термальных источников. По газовому составу они разделяются на две группы: углекислые и азотные. По данным Я. Я. Сердюка (1965), углекислые источники группируются главным образом в юго-западной подзоне Памира, азотные — в центральной и юго-восточной, где встречаются и углекисло-азотные. В других районах Памира термальных источников не отмечено.

Среди углекислых термальных источников наиболее изучен углекислый источник Гарм-Чашма на р. Гарм-Чашма, правом притоке р. Пяндж. Температура воды достигает здесь 62°, дебит — 7 л/сек, минерализа-

Таблица 16

Характеристика термальных вод Западно-Туркменской впадины *

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водоупорных пород	Пьезометрический уровень, м	Температура на глубине пласта (в скобках — на излияе), °C	Минерализация, г/л	Химический состав**						Характерные компоненты, мг/л
					Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl	
					мг/л; % экв						
Зап. Челекен	2700—2900 N ₂ ²	Самонизлив	100	264,67	79600,0	2130,0	19190,0	14,0	—	162700,0	Br — 186 Нафтенаты— 57
					75,68	3,86	20,76	0,05	0,15	99,80	
Вост. Челекен	2240—2540 N ₂ ²	То же		106,0	33557,0	1249,0	5616,0	30,0	82,0	65286,0	Br — 186 I
					79,03	4,81	15,16	0,04	0,11	99,62	
Котур-Тене	2357—2360 N ₂ ²	»	(66)	56,52	19780,0	364,8	1663,3	122,04		34394,0	Br — 117 HBO ₂ —110
					88,39	3,09	8,52	0,2	0,18	99,62	
Небит-Даг	1320—1680 N ₂ ²	»	—	214,4	63450,0	2334,0	15856,0	6,0	331,0	132493,0	—
					73,76	5,13	21,11	0,01	0,18	99,81	
Боя-Даг	1560 N ₂ ²	»	На глубине 900 м—70	242,8	48116,0	960,0	99198,0	61,0	192,0	94323,0	Br — 243 I
					78,44	2,96	18,60	0,02	0,14	99,84	
Окарем	2520—2528 N ₂ ²	»	—	39,0	14214,0	190,0	682,0	420,0	505,0	23075,0	I HBO ₂ — 88
					92,76	2,22	5,02	1,04	1,50	97,46	
Кеймир	1342—1379 N	»	52	26,33	9936,0	64,0	174,0	927,0	62,0	15170,0	
					98,08	1,12	1,80	3,60	0,22	96,18	

* Таблица составлена по данным Туркменского филиала НИИнефть и нефтегазовых организаций.

** Во всех скважинах преобладающий газ — метан.

Таблица 17

Характеристика термальных источников складчатой зоны Памира *

Источник	Дебит, л/сек	Темпера- тура, °С	Минора- лизация, г/л	рН	Химический состав						Преобладаю- щие газы	Характерные компо- ненты, мг/л
					Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
					мг/л; % экв							
Гарм-Чашма, на р. Гарм-Чашма	7,0	40—62	3,42	6,2	759,05 75,32	32,76 6,46	152,30 18,22	1651,15 65,07	181,88 9,08	382,41 25,85	CO ₂	H ₂ SiO ₃ — 160
Авдж	5,0	35	1,84	6,4	168,12 27,73	55,49 18,92	256,83 53,13	951,6 64,66	230,4 19,89	132,11 15,45	—	H ₂ SiO ₃ — 39,0
Даршай	2,3	40	3,13	7,6	503,03 52,57	38,58 7,61	333,34 39,90	1464,0 57,6	249,37 12,45	443,25 29,99	CO ₂	—
Ямчин	5,5	43	0,732	7,6	105,1 45,4	19,9 15,8	79,0 38,8	219,6 35,18	290,5 59,9	17,8 4,92	—	—
Лянгар	5,7	42—52	2,960	6,96	728,4 87,6	17,7 4,05	58,3 8,15	1317,6 60,2	274,9 15,9	304,96 23,9	CO ₂	H ₂ SiO ₃ — 156,0 As — 0,06
Джиланды	15,0	64—72	0,230	7,4	74,66 94,31	4,01 5,69	Следы	72,4 56,89	54,32 32,17	13,64 10,94	N ₂	—
Токуз-Булак	2,5	35—60	0,34	7,4	96,18 97,69	Следы	2,0 2,31	78,7 43,94	97,94 47,16	13,64 8,90	N ₂	H ₂ SiO ₃ — 52
Иссык-Булак на р. Али-чурт	2,5	65	1,1	7,2	266,14 89,19	7,0 4,51	16,03 6,30	417,85 53,95	181,88 29,83	73,01 16,22	N ₂	H ₂ SiO ₃ — 108,3
Кой-Тезек	3,09	34—72	0,32	7,3	76,69 89,51	Следы	7,86 10,40	134,2 58,85	46,09 25,68	20,46 15,44	N ₂	H ₂ SiO ₃ — 32,5
Кол-уч-Кол (бассейн р. Баш-Гумбез)	18	40	0,084	5,8	8,51 31,2	3,16 22,9	10,42 45,6	42,7 61,0	10,70 19,5	8,16 19,5	—	—
Джарты-Гумбез	2,5	54—64	1,8	6,8	266,14 89,19	7,0 4,51	16,03 6,30	1061,4 84,62	42,80 4,33	80,46 11,04	CO ₂	H ₂ SiO ₃ — 120,4
Бахмыр	1,4	32—38	4,021	6,8	1017,91 89,02	1,17 0,20	103,12 10,8	2586,4 88,58	111,93 4,87	111,25 6,55	CO ₂	H ₂ SiO ₃ — 26

* Таблица составлена по данным Таджикского геологического управления.

ция — 3,3 г/л, состав ее гидрокарбонатно-натриевый. Содержание углекислоты доходит до 430 мг/л. С деятельностью источника связано отложение мощной толщии травертинов, из трещин которых выбиваются грифоны воды. За время существования источника выход его сместился почти на 250 м вниз по склону ущелья, что отмечается травертиновыми полями, трассирующими зону разлома в кристаллических породах докембрия. Я. Я. Сердюк считает, что образование верхнего травертинового поля относится к среднечетвертичному времени.

Второй из наиболее крупных углекислых источников — Лянгарский — выходит в долине р. Пяндж. Температура воды достигает 52°, дебит — 5,7 л/сек, минерализация — 3 г/л. Источник выходит из отложенных им травертинов, прикрывающих гнейсы докембрия. Древние (среднечетвертичные) выходы источника отмечены полем травертинов на склоне ущелья на 250—300 м выше современного выхода.

Азотные источники, как правило, более нагреты, чем углекислые. Температура терм колеблется в основном от 60 до 72°, расход — от 2,5 до 15 л/сек, минерализация в коренных струях составляет 0,2—0,3 г/л, увеличиваясь иногда в дериватах до 1 г/л. Состав вод преимущественно гидрокарбонатно-натриевый и сульфатно-гидрокарбонатно-натриевый. Среди этих источников наиболее водообильными являются Джиландинский, Яшкульский.

Более подробная характеристика источников дана в табл. 17. Общая изученность гидрогеотермических условий Памира недостаточна, и в дальнейшем, возможно, еще будут обнаружены скрытые и открытые выходы термальных вод.

Термальные воды области мезозойской складчатости

К этой области относятся громадные площади, расположенные между Приверхоанским краевым прогибом и Охотским и Чукотским секторами краевого вулканогенного пояса, а также складчатая система Сихотэ-Алиня. Каждый из районов, входящих в эту область, обладает своими гидрогеотермическими особенностями.

Аньюйско-Чукотская складчатая зона протягивается широкой полосой от нижнего течения р. Колымы на восток до Берингова пролива вдоль побережья Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Эта зона сложена в основном терригенными (песчаники, сланцы) отложениями верхоянского комплекса (Р-Т — J₁₋₂), среди которых выступают ядра более древних палеозойских и докембрийских метаморфических и осадочно-вулканогенных пород. Большая северо-восточная часть Чукотского полуострова сложена докембрийскими и среднепалеозойскими породами. Во многих местах толщии метаморфических и осадочных пород прорывают интрузии мезозойских гранитоидов и разорваны крупными разломами. В бассейне рек Большой и Малый Анкю обнаружен потухший вулкан четвертичного времени с обширным полем лавы.

П. Ф. Швецов (устное сообщение) отмечает малоизвестный термальный источник, расположенный недалеко от этого вулкана в долине р. Нутэсэн, левого притока Малого Анкю. Дебит этого источника, состав воды и точная температура неизвестны.

Гидрогеотермические условия Аньюйско-Чукотской складчатой зоны почти не изучены, если не считать группы давно известных термальных источников в северо-восточной части Чукотского полуострова (Калабин, 1959).

Самым восточным является Дежневский, расположенный недалеко от берега Берингова пролива в долине безымянной речки. Термальная вода выходит из трещины в нефелиновых сиенитах с дебитом 3 л/сек и температурой 23,5°. Вода имеет высокую минерализацию (39,9 г/л),

редко встречающуюся в термальных источниках складчатых областей, и хлоридно-натриево-кальциево-магниевый состав. Такие воды обычно характерны для глубоких частей артезианских бассейнов. Близ источника распространено обширное поле среднепалеозойских пород, представленных известняками, песчаниками и глинистыми сланцами. По-видимому, эта мощная толща дислоцированных осадочных отложений содержит на глубине воды, которые, поднимаясь по тектоническому нарушению, питают Дежневский источник.

Другой прибрежный источник — Нешкенский — выходит недалеко от берега Чукотского моря на поле докембрийских кристаллических сланцев, метаморфизованных известняков и гнейсов. Дебит источника 1,6 л/сек, температура 40—50°, минерализация до 35,8 г/л, состав хлоридно-натриево-кальциевый, причем содержание иона кальция достигает 37% экв. Такое высокое содержание кальция встречается лишь в сильно минерализованных артезианских водах.

Третий прибрежный источник — Кукуньский — выходит из палеозойских граносиенитов в долине р. Кукунь, недалеко от берега Мечигменского залива. Расход его составляет 47,5 л/сек, температура — 61°, минерализация — 4,5 г/л. Состав воды такой же, как в Нешкенском источнике (табл. 18).

Три материковых источника расположены на поле развития терригенного верхоянского комплекса, неподалеку от границы с Чукотским сектором вулканогенного пояса. Самым мощным не только из этой группы, но и на всем Чукотском полуострове является Мечигменский источник. Он выходит в долине р. Хельхымлевеем из дислоцированных песчаников и сланцев, перекрытых порфиритами, дебит источника достигает 66—70 л/сек, температура 70—80° и минерализация — 3,7 г/л. Состав хлоридно-натриевый (содержание кальция около 10% экв). Расположенный недалеко источник Туманный вытекает из вулканогенной толщи, которая перекрывает здесь верхоянский комплекс пород. По минерализации и составу его воды близки к водам Мечигменского источника, но в них присутствует йод (до 27,5 мг/л). Расположенный к северу от Туманного субтермальный источник Безымянный также содержит йод в количестве 31,7 мг/л. Выходит он из песчано-сланцевых пород верхоянского комплекса, прорванных интрузией габбро-диабазов. Источник углекислый, содержит до 198 мг/л углекислоты, под воздействием которой состав воды несколько изменен по сравнению с обычным составом вод термальных источников на Чукотском полуострове. Минерализация вод около 7,9 г/л. Она относится к хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-кальциевому типу, дебит 7 л/сек. Несмотря на такой значительный дебит, температура воды всего 17—20° — самая низкая для чукотских термальных источников.

Все приведенные данные могут свидетельствовать о том, что в пределах Чукотского полуострова, по-видимому, имеется артезианский бассейн со сложным строением, выполненный различно дислоцированными и интенсивно раздробленными толщами пород. На значительной площади эти породы погребены под плащом эффузивных пород значительной мощности. Зоны молодых разломов, пересекающие эффузивы и подстилающие их породы, образуют пути разгрузки глубоких термальных вод. Этот бассейн можно рассматривать как переходный от гидрогеологического массива к артезианскому пластового типа. Высокая минерализация воды (до 40 г/л) позволяет высказать соображение о возможности развития в этом районе соленосных отложений, приуроченных к отложениям палеозоя.

К западу от Анюйско-Чукотской складчатой зоны расположен крупный Колымский срединный массив, который в геологическом отношении изучен слабо (Тильман, 1962). Гидрогеотермические

Характеристика термальных источников Яно-Чукотской складчатой зоны *

Источник	Дебит, л/сек	Температура, °С	Минерализация, г/л	рН	Химический состав						Характерные компоненты, мг/л
					Na+K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl	
					мг/л; % экв						
Туманный	5,7	58,0	3,8	7,1	—	Хлоридно-натриевый					F — 3,75
Мечигменский (Гильмимлинейский)	66—70	До 80	3,7	7,7	1362,6	Следы	107,2	177,0	114,7	2046,0	Br — 5,0
					91,4		8,6	4,6	3,9	91,5	H ₂ SiO ₃ — 151,0
Кукуньский	47,5	61,0	4,5	7,7	1370,0	Следы	316,6	70,0	65,0	2510,0	Mn — 0,8
					78,4		21,6	1,6	2,0	96,4	I — 0,2
											Br — 12,0
											F — 0,8
Нешкенский	1,6	40—50	27,6	7,1	7171,0	25,5	3557,2	27,1	1,2	16850,0	H ₂ SiO ₃ — 85,0
					61,3		0,4	37,3	0,2	99,8	H ₂ SiO ₃ — 123,4

* Таблица составлена по данным Северо-Восточного геологического управления.

условия этого района также не изучены. Здесь развита сплошная толща многолетнемерзлых пород мощностью 200—300 м и более. Заметных термоявлений не выявлено, если не считать выход термального источника в Момском поднятии, о котором сообщает А. А. Зеленкевич (1963). Источник выходит по разлому в среднедевонских известняках, дебит его 4—5 л/сек, температура 30°. Не исключено, что в дальнейшем здесь могут быть обнаружены и другие термальные источники, поскольку имеется пока единственный из обнаруженных на Колымском массиве потухший четвертичный вулкан, который расположен на линии крупного разлома, дробящего в северо-западном направлении Момское поднятие и продолжающегося на запад к краю Колымского массива.

В крупных впадинах срединного массива (Олойская, Зырянская, Приомолонский прогиб и еще не выявленные впадины), выполненных мощными толщами терригенных и вулканогенных мезозойских отложений, при бурении можно встретить термальные воды. Однако о составе, температуре и дебите этих вод сказать что-либо пока трудно. Судя по составу пород (особенно угленосной юрской толщи Зырянской впадины), не исключено, что на глубине 3000 м можно вскрыть воды с температурой 75—80°.

Между Сибирской платформой и Колымским срединным массивом расположена одна из крупнейших складчатых зон мезозойской складчатости — Яно-Колымская складчатая зона, сложенная сложноподислоцированными породами верхоянского комплекса мощностью до 10 км.

Гидрогеотермические условия Яно-Колымской складчатой зоны не изучены. Многолетняя мерзлота сковывает породы на глубину до 100—200 м на юге и до 400 м и более на севере. Термоаномалии в пределах зоны пока неизвестны, однако, учитывая достаточно высокую сейсмичность некоторых районов этой зоны, достигающую 6—7 баллов (что свидетельствует об активных тектонических движениях), можно ожидать, что при большей изученности зоны термоаномалии будут обнаружены, особенно в межгорных понижениях.

На границе с Охотским массивом отмечен термальный источник Сытыган-Сылба с температурой до 27° и незначительным дебитом ($0,25 \text{ л/сек}$). Источник выходит из песчаников и сланцев пермо-триаса в долине р. Макар-Юрях (тяготеет к истокам р. Индигирки). По мнению А. А. Зеленкевича (1963), этот источник, выходящий близ Охотского сектора вулканогенного пояса, связан с системой дизъюнктивных нарушений.

Сихотэ-Алиньская зона протягивается от залива Петра Великого на юге до Сахалинского залива на севере.

Геотермические условия складчатого Сихотэ-Алиня в какой-то мере могут быть охарактеризованы данными температурных измерений на Сучанском угольном месторождении (рис. 7). Месторождение сложено из дислоцированных, часто окварцованных песчаников, аргиллитов мелового возраста, содержащих прослой углей и пронизанных пластовыми залежами порфиров, дацитов, андезитов. Вся эта толща залегает на гранитном основании и интенсивно раздроблена, что придает месторождению блочное строение. Многочисленные скважины показали, что основная толща меловых пород на глубине безводна; небольшие водоприитоки (до $1-3 \text{ л/сек}$) наблюдались только при вскрытии ряда тектонических нарушений. Воды пресные (до $0,5 \text{ г/л}$, в отдельных случаях до $1,2 \text{ г/л}$), гидрокарбонатно-натриевые (местами натриево-кальциевые).

Исходя из температурных замеров по 13 скважинам, Н. С. Катченкова приводит следующие данные о температурах: на глубине 500 м она колеблется от $16,1$ до $22,3^{\circ}$ (средняя $18,2^{\circ}$), на глубине 750 м — от $23,2$ до $31,3^{\circ}$ (средняя $27,5^{\circ}$); на глубине 1000 м — от $29,5$ до $40,5^{\circ}$ (средняя 35°). Значительный разброс точек температур на определенных глубинах объясняется внедрением более теплых вод по тектоническим трещинам, которые были вскрыты скважинами. В наиболее глубокой скважине Сучана на ее забое, на глубине 1370 м отмечена температура $42,5^{\circ}$.

В пределах Сихотэ-Алиньского синклиория термальных источников не встречено, и поиски термальных вод здесь мало перспективны.

К западу от Сихотэ-Алиня к депрессии, занятой долиной р. Уссури, приурочен ряд межгорных впадин, которые выполнены кайнозойскими терригенными (алевроиты, песчаники, глины) отложениями, подстилаемыми дислоцированными меловыми породами (в основном, песчаники и глинистые сланцы). Впадины часто обрамлены сбросовыми линиями и представляют собой грабеноподобные структуры. Они вытянуты в две цепочки северо-восточного направления. Восточная из них объединена Н. С. Катченковой в Бикин-Даубихинскую зону, расположенную между западными отрогами Сихотэ-Алиня и хребтом Синим и связанную с Даубихинским и Западным Сихотэ-Алиньским разломами. Западная, граничная с КНР, расположена к западу от хребта Синего и объединена в Уссури-Приханкайско-Суйфунскую зону.

В Бикин-Даубихинской зоне впадины неглубокие — до 1000 м. Термальные воды здесь изучены слабо. В единственной скважине Бикинской депрессии глубиной 500 м на забое была отмечена температура $26-27^{\circ}$ (геотермический градиент несколько более $4^{\circ}/100 \text{ м}$). Все скважины, пройденные в депрессиях, дают очень малые притоки. Учитывая это, а также невысокую температуру подземных вод (менее 50°), которую можно ожидать в наиболее погруженных частях впадин, следует сделать вывод, что межгорные впадины Бикин-Даубихинской зоны малоперспективны для получения практически пригодных термальных вод.

В Уссури-Приханкайско-Суйфунской зоне имеется система связанных между собой бассейнов. Вскрытые скважинами водоносные горизонты в Уссури-Приханкайской части обладают слабой водоотдачей (дебиты скважин не превышают $0,5-1 \text{ л/сек}$ при понижении $5-20 \text{ м}$).

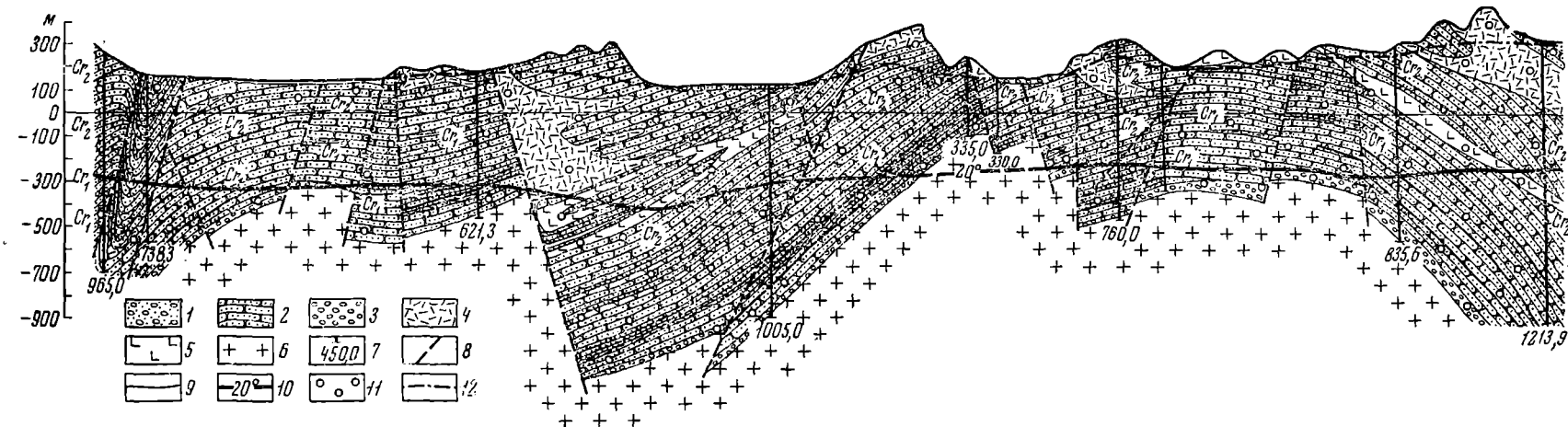


Рис. 7. Гидрогеотермический разрез по Сучанскому каменноугольному месторождению (по Л. Г. Киприяновой и Н. С. Катченковой с добавлениями Б. Ф. Маврицкого)

1 — песчано-галечные отложения (Q); 2 — переслаивание песчанников и алевролитов (Cr_{1,2}); 3 — базальные конгломераты (Cr₁); 4 — кварцевые порфиры (Cr₂); 5 — андезиты, базальты, долериты (Cr₂); 6 — древние изверженные породы — граниты, габбро-диориты (Pz); 7 — глубина скважины в м; 8 — линии тектонических нарушений; 9 — стратиграфические границы; 10 — изотермы; 11 — пресные, гидрокарбонатно-натриевые (и кальциевые) воды; 12 — пьезометрический уровень подземных вод

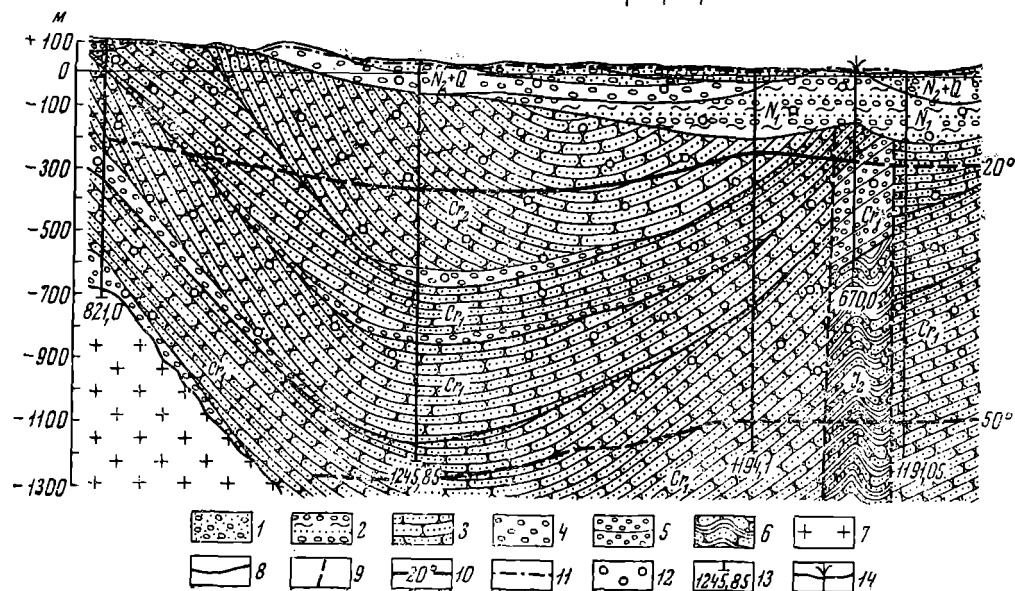


Рис. 8. Гидрогеотермический разрез через Суифунскую впадину (по Л. Г. Киприяновой и Н. С. Катченковой с добавлениями Б. Ф. Маврицкого)

1 — песчано-галечные отложения (N₂ + Q); 2 — песчано-галечные отложения с прослоями глин (N₁); 3 — переслаивание песчанников и алевролитов (Cr₁ и Cr₂); 4 — базальные конгломераты; 5 — конгломераты (Cr₁); 6 — переслаивание песчанников, алевролитов, глинистых сланцев (J₂); 7 — граниты (Pz₁); 8 — стратиграфические границы; 9 — линии тектонических нарушений; 10 — изотермы; 11 — пьезометрический уровень; 12 — пресные гидрокарбонатно-натриевые и кальциевые воды; 13 — глубина скважины в м; 14 — самоизливающаяся скважина

Воды, как правило, пресные, азотные, гидрокарбонатно-натриевого состава, в наиболее глубоких частях со значительным содержанием иона хлора. В Уссури-Приханкайской впадине наибольшая глубина скважин составляет 635 м. Геотермических исследований в них не проводилось.

В Суйфунской впадине (рис. 8) при разведке на нефть был пробурен ряд скважин глубиной 1100—1250 м, вскрывших песчаники и алевролиты мелового возраста, перекрытые песчано-глинистыми отложениями неогена. Водообильность меловых пород невелика и сходна с водообильностью Уссури-Приханкайской впадины. Минерализация и состав вод также сходны. Глубокие скважины, пройденные в пределах Артемовской, Майхинской и Тавричанской депрессий, показали, что геотермический градиент в пределах меловых пород достигает $3^{\circ}/100$ м. Незначительные расходы скважин, вскрывающих водоносные горизонты в меловых дислоцированных породах, делают малоперспективным поиск в этой зоне месторождений термальных вод, пригодных для экономически выгодной эксплуатации.

Расположенная на северо-западе Сихотэ-Алиньской зоны Средне-Амурская обширная неглубокая впадина имеет до 14 относительно небольших грабеноподобных понижений глубиной чаще всего не более 1000 м (максимально до 2000 м). Впадина выполнена рыхлыми терригенными и вулканогенными отложениями кайнозоя (от палеогена до современных), залегающими на дислоцированном фундаменте, сложенном породами палеозоя и мезозоя. Породы фундамента местами выступают на поверхность (рис. 9).

Гидрогеотермические условия Средне-Амурской впадины изучены слабо. На большей ее площади из-за малой мощности чехла кайнозойских отложений распространены холодные воды. Лишь в локальных погружениях — грабенах — Н. М. Богатков (1967) указывает зону с температурой $20-25^{\circ}$, и только в Переяславском, наиболее глубоком грабене им выделяется зона $50-75^{\circ}$ (дана по расчету). В этом грабене в скважине глубиной 1200 м, пройденной у с. Зоевка, при термокаротаже на глубине 1040 м была установлена температура 35° , что дает величину геотермического градиента около $3^{\circ}/100$ м. Разрез скважины представлен частым переслаиванием эоценовых и олигоцен-миоценовых песчаников, алевролитов (мощность слоев от 5 до 20 м) и аргиллитоподобных глин с пропластками углей. Водообильность пород относительно низкая, воды пресные.

Термальные воды области герцинской складчатости

Термальные воды распространены в обширной зоне герцинид Азиатского пояса, протягивающегося от западных отрогов Тянь-Шаня до Охотского побережья. В пределах Советского Союза эта зона распадается на две ветви: западную и восточную. К западной относится складчатая система Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау и Алтая, сопровождаемая цепью межгорных впадин (рис. 10). В районе Алтая герциниды уходят в КНР и МНР, появляясь вновь в пределах Советского Союза лишь в Забайкалье, и тянутся далее на восток вдоль Приамурья до Охотского побережья, разделяя здесь область мезозойской складчатости на две зоны: Япо-Колымскую и Сихотэ-Алиньскую. К восточной зоне герцинид приурочены межгорные впадины тихоокеанского типа (Красный, 1960; Нагибина, 1963 и др.).

В пределы Азиатского пояса попадает также зона каледонид Северного Тянь-Шаня, протягивающаяся от Центрального Казахстана и уходящая в КНР. Эта зона в пределах Советского Союза как бы рассекает Азиатский пояс герцинид на две части, однако, как отмечается в «Объяснительной записке к тектонической карте СССР и сопредельных

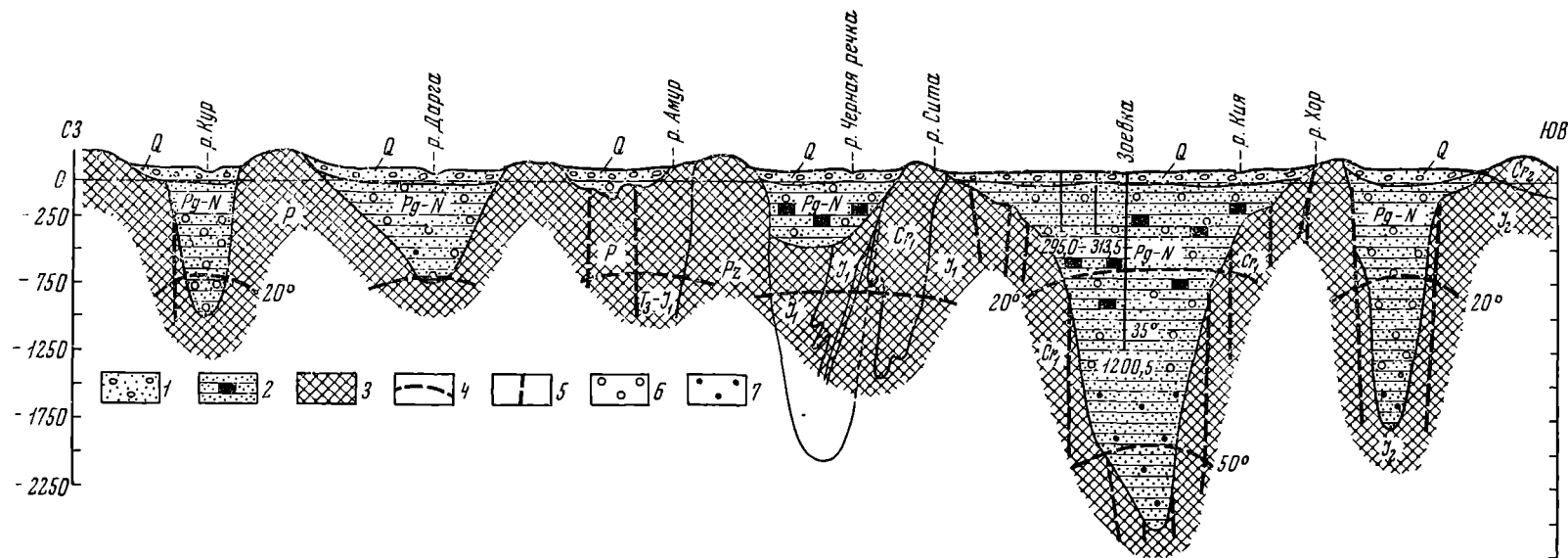


Рис. 9. Гидрогеотермический разрез через Средне-Амурскую впадину (через реки Кур, Амур, Хор) (по Н. М. Богаткову с добавлениями Б. Ф. Маврицкого).

1 — пески разнозернистые с гравием и галькой, с прослоями суглинка и глин (Q); 2 — песчаники, глины с прослоями угля (Pg — N); 3 — породы фундамента (Pz — Mz); 4 — изотермы; 5 — предполагаемые тектонические нарушения. Минерализация воды в г/л: 6 — до 1; 7 — 1—3

стран» (1957), строение каледонид, история их развития, а также взаимоотношения с обрамляющими герцинскими складчатыми сооружениями настолько своеобразны, что их нужно рассматривать совместно с последними.

В Азиатском поясе герцинид по геолого-структурным особенностям и гидрогеотермическим условиям выделяются следующие районы: 1) складчатая зона южного и северо-западного Тянь-Шаня с межгорными впадинами, 2) складчатая зона северных дуг Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау с межгорными впадинами, 3) складчатая зона Алтая и Салаира с межгорной впадиной, 4) складчатая зона Забайкалья и Приамурья с межгорными впадинами.

Следует отметить, что складчатые системы Тянь-Шаня и ранее описанная складчатая зона Памира относятся к районам, где наиболее энергично проявились новейшие тектонические движения (начиная с олигоцена, но главным образом в неоген-антропогене). Об интенсивности движения свидетельствует их амплитуда, превышающая местами 10 км. Тектонические движения, сопровождаемые частыми и сильными землетрясениями, активно продолжаются и в настоящее время. Тянь-Шань и Памир входят в самый обширный из высоксейсмичных районов Советского Союза, где землетрясения достигают 8 и 9 баллов (Николаев, 1962).

Складчатая зона южного и северо-западного Тянь-Шаня расположена к западу от Ферганского разлома, отделяющего герцинские структуры от каледонских. На северо-западе и западе складчатые сооружения герцинид погружаются под мезо-кайнозойский чехол эпипалеозойской Туранской плиты и еще долго, вплоть до низовьев р. Амударьи, «просвечивают» сквозь него в виде сравнительно небольших палеозойских выступов. На юге эта зона включает Таджикскую депрессию и отделена Предпамирским прогибом от альпийских сооружений Памира.

Выходы термальных вод известны в южном Тянь-Шане в районе Гиссарского хребта и в хребтах, окружающих Ферганскую впадину. На южном склоне Гиссарского хребта вдоль крупной широтной зоны разлома и оперяющих ее трещин наиболее известны три выхода термальных источников. Наибольшая температура (55—98°) отмечается в источниках Ходжа-Обигарм, каптированных неглубокими скважинами, подсекшими разлом в гранитном массиве. Общий расход при самоизливе составляет здесь около 10 л/сек, минерализация — 0,4—0,5 г/л, состав азотный гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый, с содержанием кремнекислоты до 130 мг/л.

В ущелье р. Кафирниган возле пос. Явроз из разлома, секущего граниты, скважинами глубиной 120—350 м выведены самоизливом воды с температурой 35—50°, общим расходом до 28 л/сек и минерализацией от 0,7 до 3,1 г/л. Состав вод хлоридно-натриево-кальциевый. В воде содержится до 16,7 мг/л брома. По составу она сходна с пластовыми водами краевых частей Таджикской депрессии.

Самыми водообильными из Гиссарской группы термальных источников являются термы Обигарм. Из разлома в гранитах скважинами глубиной от 10 до 190 м получены воды с температурой от 31 до 53°, с суммарным дебитом при самоизливе до 58 л/сек; минерализация воды от 0,5 до 0,9 г/л, состав сульфатно-хлоридно-натриевый (табл. 19).

Несколько небольших слаботермальных источников обнаружено в верхнем бассейне р. Сурхоб (район аула Джиргиталь и др.), в долине р. Зеравшан (Пенджикентский источник) и др.

В Алайском хребте, в граничной структуре между Памиром и Тянь-Шанем, также отмечено значительное число в основном слаботермальных (20—30°, редко более) источников, приуроченных главным образом к пересечению широтных разломов долинами рек (Раут, Сулюкта, Ка-

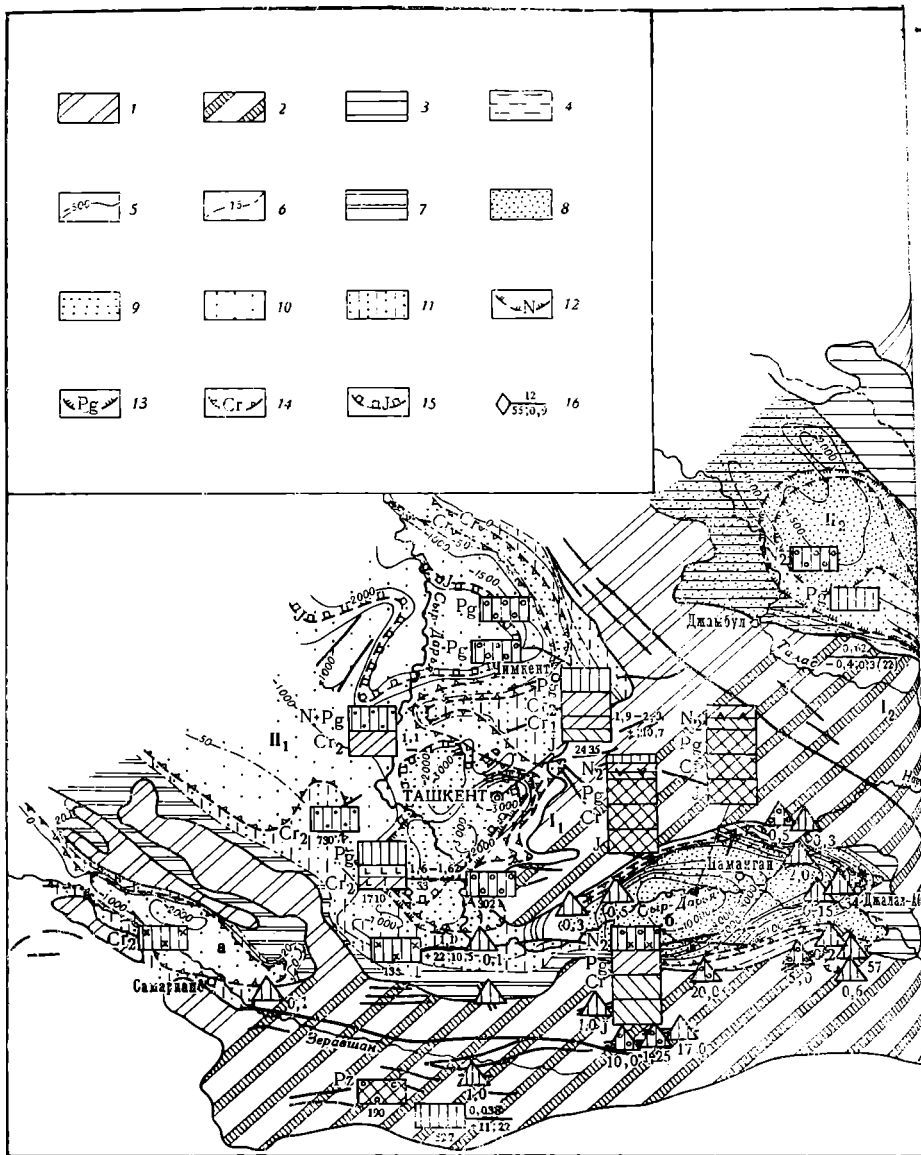
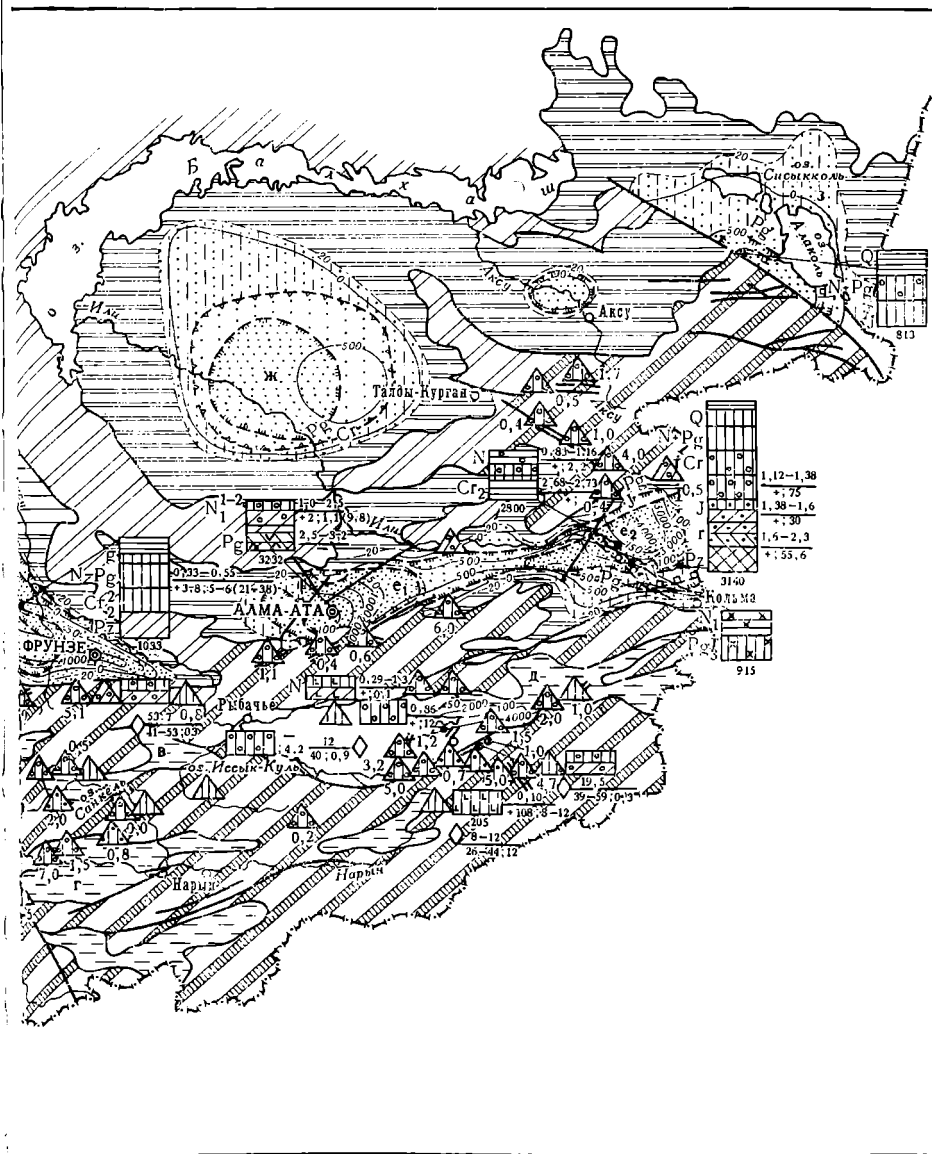


Рис. 10. Схема гидрогеотермических условий Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау (Г. К. Антоненко), КАЗИМСа (В. С. Жеваго, Г. Р. Алещенко, Н. М. Бондаренко, Т. Б. Гребенщикова, Р. Н. Танеев, Б. Б. Таль-Вирский), Таджикского разведочного бурения на нефть, термальные и минеральные воды].

1 — складчатые сооружения, в пределах которых выходы термальных вод отсутствуют (не обнаружены); 2 — складчатые сооружения, в пределах которых отмечаются локальные выходы термальных вод вдоль крупных зон разломов. Артезианские бассейны и их участки: 3 — слабоизученные в гидрогеотермическом отношении, 4 — не изученные в гидрогеотермическом отношении; 5 — изолинии глубин залегания докембрийского фундамента в артезианских бассейнах; 6 — изотермы по поверхности фундамента; 7 — краевые части артезианских бассейнов, где в осадочном чехле термальные воды отсутствуют; площади распространения первых от поверхности водоносных комплексов с термальной водой: 8 — неогеновых, 9 — палеогеновых, 10 — меловых, 11 — площади распространения водоносных комплексов, в которых термальные воды содержатся только в их нижних частях; контуры распространения водоносных комплексов



с межгорными впадинами [составлена по материалам ВСЕГИНГЕО (Б. Ф. Мавриц, М. С. Кац), САИГИМСа (Б. А. Бедер), Узбекского гидрогеологического и геофизического управления (А. П. Костюченко, В. Н. Крат, С. П. Тарасова), по дан-

сов с термальной водой: 12 — неогеновых, 13 — палеогеновых, 14 — меловых, 15 — юрских; 16 — прогнозные запасы: числитель — возможный эксплуатационный расход одной скважины или группы скважин; знаменатель — температура воды в °С и минерализация в г/л. Остальные усл. обозначения см. на рис. 3 и 6.

Гидрогеологические районы: И₁ — складчатая зона Северо-Западного и Южного Тянь-Шаня; И₂ — складчатая зона Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау; П₁ — южная часть Сырдарьинской впадины; П₂ — южная часть Чуйской впадины; межгорные впадины: а — Зеравшанская, б — Ферганская, в — Сусамырская, г — Нарынская, д — Иссык-Кульская и Текесская, Илийская впадина в спадинами второго порядка: е₁ — Алма-Атинская; е₂ — Джаркентская; ж — Прибалхашская; з — Алакульская

Характеристика термальных вод складчатой зоны северо-западного и южного Тянь-Шаня, вскрытых скважинами *

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водонасыщающих пород	Пьезометрический уровень, м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта (в скобках — на изливе), °С	Минерализация, г/л	pH	Химический состав					
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl
							мг/л; % экв					
Ходжа-Обигарм	4—18,7 Pz	Выше поверхности	3,3 **	(98)	0,45	8,9	92,9	5,4	4,0	54,7***	54,8	48,2
			Самоизлив				85,2	9,4	4,2	18,9	24,1	28,7
Обигарм	65—173 Pz	8,8	14,2	(53)	0,8	8,0	214,1	6,7	58,4	13,7	361,1	172,0
			6,9				72,7	4,3	22,7	1,7	58,7	37,9

* Таблица составлена по данным Таджикского геологического управления.

** Суммарный расход скважин глубиной до 100 м составляет 10 л/сек.

*** Кроме HCO₃ в воде содержится 40,3 мг/л (28,3% экв) CO₃.

ракавак, Усаз, Гульча, Иски-Наукат, Шурак, Акташ и др.). Расходы источников обычно невелики, до 1 л/сек. Только у источников Сулюкта и Каракавак они достигают соответственно 13 и 74 л/сек. В последнем случае источники связаны, по-видимому, с разгрузкой карстовых вод, температура их достигает 20°. По составу воды в основном азотные сульфатно-гидрокарбонатно-натриевые, с минерализацией менее 1 г/л. В зависимости от условий выхода (разбавление аллювиальными водами, выходы из известняков палеозоя и др.) состав может меняться на гидрокарбонатно-сульфатно-натриево-кальциевый. Сходны по составу и минерализации термальные источники, расположенные в верхнем бассейне р. Сох: Джили-Су, Гаумыш и Арча-Баши с температурой воды 50—53°; расходы источников от 1,2 до 17 л/сек.

Близки по составу, расходу и температуре источники, расположенные близ Ферганского регионального разлома и в Чаткало-Кураминском горном массиве (табл. 20).

Ферганская впадина, являющаяся одной из крупнейших межгорных впадин Тянь-Шаня, отделена от палеозойских складчатых сооружений, слагающих горные хребты, системой сбросов и флексур с амплитудой смещений до 2—4 км (северо-ферганский региональный разлом, система сбросов южно-ферганской зоны и др.). По системе сбросов доюрский фундамент впадины в наиболее погруженных частях опущен под осадочные отложения мезо-кайнозоя на глубину до 8—10 км.

Гидрогеотермические условия артезианского бассейна, приуроченного к Ферганской впадине, изучены неравномерно. Большинство скважин, пройденных в целях разведки нефти и газа, расположено в южной и восточной частях бассейна. На севере и в центральной части бассейна число скважин незначительное.

Температурные измерения, проведенные в глубоких нефтеразведочных скважинах, позволили Б. А. Бедеру (1961) рассчитать величину геотермического градиента от 2,2 до 3,3°/100 м.

Водоносные комплексы с термальной водой, приуроченные к древне-четвертичным и неогеновым (мощность до 5—7 км), палеогеновым (до 500 м) и меловым (до 1,5 км) отложениям Ферганской впадины (юрский водоносный комплекс мощностью до 500 м изучен очень слабо), содержат в основном соленые и рассольные хлоридно-натриевые воды. Лишь в крайних частях впадины в верхней части отложений местами встречаются солоноватые воды. Так, Джалал-Абадскими скважинами в

районе выходов естественных источников из гравийно-щебенистых отложений юры из зоны разлома, секущего эти отложения, с глубины 110—250 м. выведены самоизливающиеся воды с температурой 39—44°, суммарным дебитом 34 л/сек и минерализацией 1—3 г/л (табл. 21). Состав вод сульфатно-гидрокарбонатно-натриевый (и натриево-кальциевый) с содержанием сероводорода до 115 мг/л. В более глубоких горизонтах в южной части впадины содержатся рассольные хлоридно-натриевые воды (структуры Чонгара и Чаур, глубины 1100—1200 м).

Такая же закономерность в изменении состава и минерализации термальных вод наблюдается в меловых и палеогеновых галогенных отложениях, распространенных в краевых частях Ферганской впадины. Наиболее ярким примером может служить площадь Ходжиабат, где из скважины с глубины 710—718 м из палеогеновых отложений получен незначительный приток воды хлоридно-натриевого состава с температурой на изливе 25° и минерализацией 3 г/л. Но из этой же скважины с глубины 761—766 м получена вода хлоридно-натриево-кальциевого состава с минерализацией уже 44,5 г/л.

Палеогеновый водоносный комплекс в северной части Ферганской впадины вскрывается на глубинах до 3455 м (на площади Карабах, в самой глубокой скважине Ферганы, достигающей глубины 4800 м), в южной (предадырной) части — на глубинах до 3425 м. Воды комплекса, как правило, самоизливаются с расходами 0,2—0,75 л/сек, минерализация — рассольная. В воде, помимо метана, содержится сероводород, местами (Андижан) до 500 мг/л.

В меловом водоносном комплексе в южной части впадины термальные воды вскрываются скважинами на глубинах от 575 до 1000 м, в восточной — от 1100 до 2600 м и в северной — до 3800 м и более. Расходы скважин достигают 3,5 л/сек, состав вод хлоридно-натриевый, минерализация высокая (рассольная).

Таблица 20

Характеристика термальных источников складчатой зоны северо-западного и южного Тянь-Шаня *

Источник	Добит, л/сек	Температура, °С	Минерализация, г/л	pH	Химический состав						Характерные компоненты, мг/л
					Na+ K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl	
					мг/л, % экв						
У пос. Каракавак	74	19,5	1,10	8,0	176,0 47,1	29,2 14,8	124,2 38,1	128,1 12,9	355,5 45,5	239,4 41,6	Rn6 ² ед. Махе H ₂ SiO ₃ —34 H ₂ SiO ₃ —64
Группа Арча-Баши	10,35	53	0,47	8,1	109,0 37,44	13,8 9,02	135,8 53,54	56,20 7,26	477,2 79,5	63,8 13,24	
Группа Джили-Су	5,9	51	0,946	8,1	477,4 78,94	19,60 6,16	78,60 14,90	658,8 41,06	443,0 42,96	149,0 15,98	
Кадамжай	18,2	22	0,533	7,4	42,7 20,62	37,8 34,48	81,3 44,90	203,5 36,91	233,9 53,99	29,20 9,10	Li—12(?) Sr—12 H ₂ SiO ₃ —20 CO ₂ —364
Пчан	6—7 (Общий дебит)	20	1,27	5,8	316,7 65,36	28,2 11,0	99,8 23,64	271,0 21,08	65,8 6,50	541,3 72,42	

* Таблица составлена по данным Таджикского геологического управления.

Таблица 21

Характеристика термальных источников Ферганской впадины *

Источник	Дебит, л/сек	Темпера- тура, °С	Минера- лизация, г/л	рН	Химический состав						Преобла- дающие газы	Характерные компоненты, мг/л
					Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
					мг/л, % экв							
Актанский, Ле- нинабадская обл.	5	30 (?)	1,40	6,7	325,3 68,88	13,4 5,34	165,3 25,78	231,8 18,48	487,2 49,4	234,3 32,12	Нет св.	—
Джалал-Абад (курорт)	0,83—0,94 **	36	1,05	7,2	172,9 45,71	35,80 17,95	119,1 36,34	341,6 37,1	315,9 42,24	112,4 20,66	N ₂ и H ₂ S	F — 2—5 H ₂ SiO ₃ — 40—50

* Таблица составлена по данным Киргизского геологического управления.

** Из скважины 1-к, вскрывшей юрские отложения в зоне разлома, получен расход 11,5 л/сек воды с температурой 44°. Минерализация воды 1,5 г/л, тип воды тот же, что и у источника.

Таблица 22

Характеристика термальных вод Ферганской впадины, вскрытых скважинами *

Местоположение скважины	Интервал опробо- вания в м и возраст водовмещающих пород	Пьезометри- ческий уро- вень, м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта (на изливе), °С	Минерали- зация, г/л	рН	Химический состав					
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl
							мг/л; % экв					
В 40 км к юго-за- паду от г. Наман- гана	2545—2782 м N ₁	Выше устья	15,5 Самоизлив	(71,5)	70,2	7,4	20349,0 72,0	1044,0 7,0	5100,0 21,0	94,0 0,02	755,0 1,28	42883,0 98,6
Кочкар-Ата (Ош- ская обл., Сузак- ский р-н)	2411 м (кирпично-красная свита) N	То же	1,5 Самоизлив	Нет св.	8,0(?)	7,0	2364,8 75,2	12,6 0,8	657,3 24,0	140,3 1,70	235,4 3,60	4590,6 94,65

* Таблица составлена по данным нефтегазовых организаций.

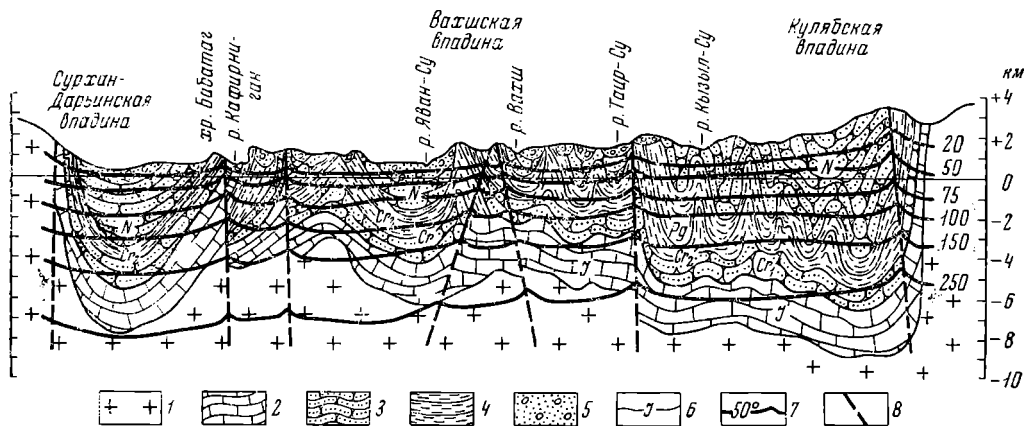


Рис. 11. Гидрогеотермический разрез через Таджикскую депрессию (составили А. П. Костюченко, В. Н. Крат, С. П. Тарасова, Л. Л. Ланге, с дополнениями Б. Ф. Маврицкого)

1 — палеозойский фундамент; 2 — преимущественно карбонатные в верхней части соленосные породы юрского возраста; 3 — преимущественно песчаноалевритовые породы мелового и неогенового возраста; 4 — преимущественно глинисто-песчанниковые слои с прослойками карбонатных пород, гипса и ангидрита, палеогенового возраста; 5 — аллювиально-делювиальные отложения четвертичного возраста; 6 — стратиграфические границы; 7 — изотермы; 8 — разломы

В массагетском водоносном комплексе, по данным Б. А. Бедера (1959), скважинами глубиной до 3500 м вскрываются рассольные хлоридно-натриевые и хлоридно-натриево-кальциевые воды с высоким содержанием йода. Глубина вскрытия варьирует в широких пределах от 300 м до 2800 м, минерализация вод изменяется от 50 до 150 г/л и выше (структуры Намаганская, Папская, Гуртэпе, Южный Аламышик и др.). Температура воды на изливе изменяется в зависимости от глубины вскрытия от 20 до 71°. Дебиты скважин при самоизливе колеблются от незначительных до 10—15 л/сек (табл. 22).

Из бактрийских песков и песчаников, по данным Б. А. Бедера (Проблемы геотермии..., 1961), в скважине близ станции Ванновской на глубине 700—1100 м вскрыты воды гидрокарбонатно-сульфатно-натриевого состава с температурой на изливе до 42,5° и минерализацией 0,7 г/л.

Таджикская депрессия представляет собой сложнопостроенную водонапорную систему, выполненную терригенно-карбонатными и соленосными отложениями мезо-кайнозоя, собранными в складки юго-западного направления. Складчатые структуры внутри депрессии позволяют выделить ряд артезианских бассейнов (с запада на восток): Сурхан-Дарьинский, Кафирниганский, Вахшский и Кулябский.

Общая мощность мезо-кайнозойских отложений, выполняющих бассейны и лежащих на доюрском фундаменте, достигает 10 км (рис. 11). Гидрогеотермические условия недр изучены примерно до глубины 2000 м, причем степень изученности довольно неравномерна для различных районов депрессии. Достаточно изучены гидрогеотермические условия только на площадях нефтяной и газовой разведки.

А. П. Костюченко, С. П. Тарасова и В. Н. Крат отмечают, что, по данным температурных замеров в глубоких скважинах, величина геотермического градиента в отложениях мела, палеогена и неогена колеблется от 2 до 4°/100 м, чаще всего градиент составляет 3—3,4°/100 м. Для всех выделенных бассейнов основными водоносными комплексами являются юрский (отложения средней и верхней юры), нижнемеловой

(неоком-альб), верхнемеловой (сеноман-сенон-дат), палеогеновые (бухарский и алайский водоносные комплексы) и неогеновый.

Неогеновый водоносный комплекс, сложенный красноцветными песчаниками, алевролитами, глинистыми прослойками и конгломератами общей мощностью до 4000 м, распространен в синклинальных прогибах депрессии. Термальные воды его изучены слабо. В Душанбинском районе Сурхан-Дарьинского бассейна скважинами выводятся самоизливающиеся воды с температурой на изливе 22—43°, дебитом от 0,5 до 5 л/сек и минерализацией от 5 до 31 г/л. Состав вод от сульфатно-хлоридно-натриевого до хлоридно-сульфатно-натриевого.

Наиболее полно изучены термальные воды бухарского (мощностью до 200—300 м) и алайского (до 100 м) водоносных комплексов, сложенных терригенно-карбонатными галогенными отложениями с приуроченными к ним нефтяными и газовыми залежами.

Из алайских известняков-ракушечников, загипсованных песчано-глинистых отложений в Сурхан-Дарьинском бассейне получены воды с температурой на изливе от 24 до 46° и расходами от 11 до 34 л/сек, минерализацией от 14 до 32 г/л; состав вод азотно-метановый до метаново-хлоридно-натриевого. В воде структуры Ляль-Микар содержится до 21 мг/л йода и до 107 мг/л брома, содержание сероводорода достигает 180 мг/л и увеличивается до 350 мг/л в Уч-Кызыле (Балашов, 1960; табл. 23).

Примерно с тех же глубин из бухарского комплекса скважины выводят самоизливающиеся воды, близкие по составу и температуре к водам из алайского комплекса.

На периферии Таджикской депрессии (Душанбинский район, площади Андыген, Комсомольская) минерализация вод из палеогеновых пород не превышает 6—9 г/л, состав в основном хлоридно-сульфатно-натриевый. На Комсомольской площади в водах содержится много сероводорода — до 500—600 мг/л. В Кафирниганском и Вахшском бассейнах получен самоизлив рассольной (до 100—200 г/л) термальной воды хлоридно-натриевого состава. Рассолы содержат до 22—37 мг/л йода и до 400—480 мг/л брома; количество сероводорода местами достигает 90—150 мг/л.

Породы верхнемелового комплекса, сложенного гипсоносными известняками с прослойками гипсоносных глин, общей мощностью до 300—400 м и более, выходят в виде узких полос в осевых частях антиклиналей Байсун-Тау, Бабатага, Карши-Тау, Арук-Тау, выделяющихся в рельефе в виде горных образований. В пределах Сурхан-Дарьинского, Вахшского и Кафирниганского артезианских бассейнов они погружаются на глубину 2—4 км, а в Кулябском бассейне до 5—6 км.

У подножия гор выходят немногочисленные термальные источники с температурой 20—30°, минерализацией от пресных до 10 г/л; состав вод в основном сульфатно-кальциево-магниевый и хлоридно-сульфатно-натриевый (табл. 24). Частичная разгрузка происходит по тектоническим нарушениям (например, источники Оби-Шур и Ходжа-Икан-Булак с рассольными водами с температурой до 23—25° в Сурхан-Дарьинском бассейне). В Сурхан-Дарьинском бассейне разведочными скважинами глубиной до 1500 м в верхнемеловых отложениях вскрыто несколько водоносных горизонтов, давших самоизливающуюся воду с температурой от 37 до 45° и дебитом до 2—4 л/сек. В Вахшском бассейне и Душанбинской части Сурхан-Дарьинского бассейна на глубинах 1000—1550 м отмечена температура в 40—60°. Минерализация вод высокая — от 80 до 200 г/л и более, причем она увеличивается в южном направлении; по составу воды метановые, метаново-азотные хлоридно-натриевые, содержат йод и бром, концентрация которых возрастает также в южном направлении, достигая в Сурхан-Дарьинском и Вахшском бас-

Таблица 23

Характеристика термальных вод Таджикской депрессии, вскрытых скважинами *

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водоупорных пород	Пьезометрический уровень, м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта (в скважинах — на изливе), °C	Минерализация, г/л	pH	Химический состав						Преобладающие газы	Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
							мг/л; ‰ экв							
Водоносный комплекс палеогена														
Душанбе	613—638	222	2,0	(33,5)	9,1	6,8	Na — 1772,5	301,0	793,7	872,6	3110,9	2126,5	N ₂ , CH ₄	K — 65,4
	Pg ₁ ^{bh}		Самоизлив				54,0	17,30	27,67	10,0	45,26	42,46		
Ляль-Микар	650—700	Нет св.	23,4	(46)	19,76	7,6	6880,0	150,0	260,0	850,0	3410,0	8500,0	То же	Br — 107,0 I
	Pg ₂ ^a						92,0	4,4	4,1	5,0	21,0	73,0		
Хаудаг	45—100	—	—	ок. 20	24,7	7,2	8390,0	80,0	660,0	700,0	4230,0	10660,0	Нет свед.	
	Pg ₂ ^a						90,0	2,0	8,3	2,86	21,0	75,0		
Курган-Тюбе	958—980	82,9	1,55	49 (35)	195,1	5,7	Na — 5453,2	9330,9	13343,4	133,0	1127,5	18887,2	N ₂ , CH ₄	Br — 490,0 B — 102,0 K — 2670,0
	Pg ₁ ^{bh}		82,8				70,05	8,35	16,67	0,07	0,69	99,05		
Кызыл-Таджикстан (Пянджский район)	1083—1120	Выше поверхности	0,21	55 (26)	152,2	6,8	Na — 43879,1	2682,4	9332,4	195,2	1629,5	92127,0	»	Br — 409,9 B — 73,4 K — 1486,3
	Pg ₁ ^{bh}		596,8				72,25	8,35	17,64	0,12	1,28	96,39		
Кичик-Бель	1198—1204	Выше поверхности	0,194	(34)	61,7	7,0	Na — 19121,2	616,8	2721,1	97,6	2711,8	35112,6	»	K — 618,5 Br — 153,5 I — 11,6 B — 31,0
	Pg ₁ ^{bh}		254				79,15	4,83	13,91	0,15	5,38	94,27		

* Таблица составлена по данным Таджикского и Узбекского геологических управлений.

Таблица 23 (окончание)

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водоупорных пород	Пьезометрический уровень, м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта (в скобках на изливе), °С	Минерализация, г/л	рН	Химический состав						Преобладающие газы	Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
							мг/л; % экв							

Водоносный комплекс верхнего мела

Площадь Андиген	565—633	30,9	0,386	35 (26)	55,0	6,7	16990,0	914,0	2660,0	85,0	2555,0	31578,0	Нет св.	Br — 144,0 I — 10,0 B — 37,8
	Cr ₂ cm		30,9				77,73	7,94	14,02	0,15	5,62	94,04		
Ляль-Микар	1140—1200	Нет св.	Нет св.	Нет св.	95,1	Нет св.	2846,0	1610,0	572,0	340,0	173,0	57240,0	»	
	Cr ₂ sn		Нет св.				74,8	8,0	17,2	0,34	2,16	97,5		
Хаудар	560	Нет св.	0,58	27	148,5	Нет св.	43650,0	2588,0	9436,0	107,0	3822,0	88750,0	»	I — 15,0
	Cr ₂ sn		0,58				73,4	8,2	18,32	0,06	3,08	96,8		
Структура Кичик-Дунгуз (г. Курган-Тюбе)	1029—1035	73,5	0,44	51	207,0	6,7	Na — 60004,6	2572,2	13632,4	106,2	836,2	126116,0	»	K — 2775,2 Br — 474,2 B — 87,5
	Cr ₂ d		119,6				72,83	5,91	18,99	0,05	0,49	99,29		
Кызыл-Таджикистан	1370—1387	—	5,81	58 (35)	198,4	6,8	Na — 53562,2	3329,0	16815,8	130,7	844,4	121276,0	CH ₄ , N ₂	Br — 614,3 I — 17,2 K — 1606,4
	Cr ₂ sn		Самоизлия				66,76	7,82	24,0	0,06	0,50	99,21		
Площадь Кара-Дум	910—1086	50	7,29	(24)	268,8	6,0	Na — 70796,7	4516,7	24811,9	12,2	359,7	166872,2	Нет св.	Br — 569,1 B — 40,0 K — 361,6
	Cr ₂ t		50				65,20	7,87	26,23	0,04	0,16	99,68		

Водоносный комплекс нижнего мела

В 7 км от Душанбе	1370—1400	350	0,28	(27)	20,1	6,9	7228,6	57,3	140,7	1305,4	1838,6	9303,9	CH ₄ , N ₂	—
	Cr ₁ al		350				96,33	1,45	2,16	6,59	11,80	81,47		
Площадь Андиген	892—922	104,9	2,4	43,5 (39)	19,0	7,0	7732,0	146,0	492,0	116,0	35,0	10064,0	Нет св.	—
	Cr ₁ al		104,9				90,0	3,0	7,0	1,0	—	99,0		

Характеристика термальных источников Таджикской депрессии *

Источник	Дебит, л/сек	Темпе- рату- ра, °С	Минерали- зация, г/л	рН	Химический состав					
					Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl
					мг/л; ‰ экв					
Сарцарово	0,1	23	38,065	7,1	25058,0	1564,9	6361,8	61,0	2070,9	52948,2
					70,0	8,3	20,7	0,07	2,8	97,13
Шурпан- Баш	5,8	20	2,43	6,8	100,9	121,0	444,5	134,2	1555,0	78,0
					10,8	27,6	61,6	6,2	87,6	6,20
Около г. Курган- Тюбе	0,2	26	9,521	6,8	1974,9	400,1	659,3	134,2	3992,5	2360,8
					56,5	21,7	21,7	1,4	54,8	43,8
Ходжа-Му- мын	3,0	29	166,8	6,01	33839,0	60,0	774,0	36,0	3265,0	128870,0
					98,7	0,1	1,2	0,6	1,9	97,5

* Таблица составлена по данным Таджикского и Узбекского геологических управлений.

сейнах соответственно 33—47 и 600—785 мг/л. В северных окраинных частях Душанбинского района минерализация вод относительно небольшая — до 10 г/л (структура Шаамбары).

Водоносный комплекс нижнего мела выходит на поверхность в виде узких полос вдоль осевых частей хребтов, опускаясь в прогибах на глубину 3—6 км. К комплексу приурочены немногочисленные термальные источники с температурой воды до 25°, дебитом до 5 л/сек и минерализацией от пресных до 4 г/л. Лишь источники Карши-Тау имеют минерализацию 72 и 88 г/л. Гидрогеотермическая изученность этого комплекса слабая. Известно, что скважинами в Душанбинском районе вскрываются самоизливающиеся воды с избыточными напорами до 50—100 атм и дебитами до 10—17 л/сек. Температура на глубине 1700 м достигает 63° (Комсомольская и Андыгенская площади). Минерализация воды, как и в верхнемеловом комплексе, увеличивается с севера на юг от 15—62 до 120—250 г/л. Содержание йода не превышает 17 мг/л, брома — 105 мг/л. В Вахшском и Кафирниганском бассейнах пройдены всего две скважины на нижний мел; гидрогеотермические данные по этим скважинам отсутствуют.

Термальные воды юрского водоносного комплекса заключены в песчаниках и известняках, обнаженных в районе Гиссарского и Дарвазинского хребтов в Кафирниганском и Вахшском бассейнах. В южном направлении эти отложения погружаются до 3—4 км и более, в Кулябском бассейне — до 6—7 км.

Юрский комплекс залегает под соленосной толщей кимеридж-титона, что обуславливает высокую концентрацию солей в подземных водах, доходящую в районе Кулябского соляного купола до 170—260 г/л. Состав вод хлоридно-натриевый. Скважинами на юрский водоносный горизонт, пройденными только в Душанбинском районе на структуре Андыген, вскрыты малodeбитные самоизливающиеся метановые хлоридно-натриевые воды с минерализацией от 10 до 40 г/л, с температурой на глубине 1500—1600 м до 60—66°. Отмечено, что воды вышележащих юрских горизонтов более минерализованы, чем нижележащих. Это явление можно объяснить диффузионным выщелачиванием солей из соленосной толщи и их постепенным рассеиванием вниз по разрезу. (То же должно наблюдаться и в водоносных породах, залегающих выше соленосной толщи.)

Характеристика термальных источников складчатой зоны Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау *

Источник	Дебит, л/сек	Темпера- тура, °С	Минс- рали- зация, г/л	pH	Химический состав						Преобла- дающие газы	Характерные компоненты, мг/л
					Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
					мг/л; % экв							
Аламединские	5,0	34	0,264	7,5	87,8 40	15,8 16,0	65,4 40,0	200,0 40,0	194,2 48,0	37,6 12,0	—	—
Иссык-Ата	Σ до 18 **	48,4	0,250	8,5—8,9	62,1 83,33	0,5 1,24	10,0 15,43	43,0 21,61	74,0 47,53	35,0 30,86	—	—
Чет-Куганды	0,5	26,2	0,61	7,5	124,4 60,0	9,5 8,6	56,9 31,4	64,7 11,8	297,0 68,4	63,5 19,8	—	Li — 6,0 Sr — 6,0
Алабуга-Нарын	0,8	34,1	1,38	7,3	369,8 75,4	25,4 9,0	99,8 21,6	210,5 14,9	213,5 21,8	518,9 75,2	CO ₂ до 400 мг/л (раств.)	
Чон-Кызылсу	5,6	26—42	0,41	7,4	240,12 86,70	Нет	32,06 13,30	109,84 14,96	169,52 29,4	230,56 53,98	N ₂	Li, Sr
Джеты-Огуз	Σ 5,0 ***	42,6	13,2	6,8	2880,0 54,28	40,4 1,62	2043,0 45,10	20,4 0,14	408,3 3,66	7865,0 96,20	N ₂	Rn—300—350 эман
Айтор	3,0	29	0,3	7,2	70,4 67,1	3,6 6,6	24,0 26,3	73,2 26,3	98,8 45,02	46,10 28,5	He опр.	—
Алтын-Арасан Южные	1,55	51,5	0,3	8,1	86,40 90,20	1,30 2,60	6,0 7,20	115,90 45,6	61,70 30,70	35,10 23,70	N ₂	H ₂ SiO ₃

Т а б л и ц а 25 (окончание)

Источник	Дебит, л/сек	Темпера- тура, °С	Мине- рали- зация, г/л	pH	Химический состав						Преобла- дающие газы	Характерные компоненты, мг/л
					Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
					мг/л; % экв							
Аксу	0,75—1,2***	42—43,6	0,3	7,0	89,2 82,8	13,7 15,2	0,1 2,0	59,0 22,5	65,3 31,3	70,3 46,2	N ₂	H ₂ SiO ₃ — 63,1
Джуукучак- ские	Σ 5,0	27 (43)	0,261	7,2	49,68 50,70	17,02 32,86	14,03 16,44	51,97 22,30	101,24 49,53	42,55 28,17	N ₂	—
Арасан-Кайнар- ские	1,1	25,5	0,369	7,5	95,0 75,0	1,1 2,0	24,0 23,0	36,6 12,0	184,8 75,0	24,8 13,0	Нет св.	—
Малоусенские	4,0	25	0,2	—	48,90 78,20	2,5 7,2	8,40 14,60	68,30 42,80	62,30 50,0	0,7 7,2	»	H ₂ SiO ₃ — 75,5
Коксуйские	1,02	25,5	0,247	8,2	68,50 91,00	Нет	5,8 9,0	82,0 41,0	80,20 51,0	8,90 8,0	»	—
Копальские	Мин. 0,53	25	0,415	—	84,7 80,0	1,2 2,0	16,8 18,0	127,9 45,0	88,60 40,20	23,10 14,80	»	—
Копал-Арасан- ский	Мин. 1,67	36	0,491	8,3	140,3 84,0	7,4 13,0	16,0 13,0	59,8 15,7	168,3 46,6	99,4 37,7	»	—

* Таблица составлена по данным Киргизского геологического управления, Казахгидрогеологии, КазИМСа.

** По данным бурения, суммарный расход термальных вод составляет 34 л/сек; температура воды 56°.

*** По данным бурения, общий расход термальной воды достигает 12 л/сек.

Между хребтами Нуратау и Актау на севере и западными отрогами Зеравшанского хребта на юге расположена *Зеравшанская межгорная впадина*, к которой приурочен артезианский бассейн того же названия, открывающийся на западе в сторону Туранской плиты. Впадина отделена от окружающих хребтов системой разломов, что придает ей характер грабена, и выполнена верхнемеловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями, суммарная мощность которых в наиболее погруженных частях достигает 3000 м. Терригенные угленосные породы юры мощностью до 200—300 м развиты локально в самой восточной части впадины; нижнемеловые пестроцветные породы обнажаются в южном борту впадины.

Наиболее погружена центральная часть впадины. Восточнее г. Катакурмана скважина глубиной 2586 м вскрыла на глубине 2480 м графитовые сланцы палеозоя, на которых залегают с размывом мергели палеогена мощностью несколько более 100 м, а выше вскрыты в основном глинистые породы неогена мощностью 1400 м. Разрез венчается песчано-глинистой толщей антропогена мощностью 970 м. Верхнемеловые породы развиты в западных районах впадины, мощность их достигает 200—300 м.

Гидрогеотермические условия впадины изучены слабо. Термальные воды заключены в водоносном комплексе карбонатно-терригенных пород верхнего мела и палеогена. Скважиной на станции Нагорной из верхнемеловых конгломератов и подстилающих их изверженных и метаморфических отложений палеозоя с глубины 569—602 м получена самонезаливающаяся вода с температурой 45° и дебитом 16,9 л/сек. Минерализация воды 1,3 г/л, состав хлоридно-гидрокарбонатно-натриевокальциевый.

В Зеравшанской скважине на глубине 2335 м была отмечена температура 92°.

Складчатая зона северных дуг Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау отделена от района южного и северо-западного Тянь-Шаня мощным Ферганским разломом. На востоке зона граничит с Алтаем. В пределах зоны развиты в основном каледонские сооружения, переработанные герцинским и последующими фазами тектогенеза. На отдельных участках по расколам произошли опускания, давшие начало многочисленным межгорным впадинам. Наиболее древними и наиболее крупными из них являются Иссык-Кульская и Илийская впадины-грабены, заложение которых произошло, по-видимому, еще в юре (а возможно и в триасе).

В складчатую зону глубоко вдается юго-восточная часть Чуйской впадины, являющейся эпиплатформенным сооружением орогенной области Тянь-Шаня. Развитие этой части впадины происходило наиболее интенсивно в неогене. Большая часть Чуйской впадины входит в состав Туранской плиты, и поэтому описание гидрогеотермических условий всей впадины в целом дается при характеристике термальных вод этой плиты.

В горном обрамлении впадин вдоль крупных разломов отмечено обилие термальных источников, температура которых, за редким исключением, не превышает 50°, чаще находясь в пределах от 20 до 40°. Все источники пресные, в основном азотные, с минерализацией обычно менее 1 г/л (табл. 25).

С системой разломов, ограничивающих Чуйскую впадину с юга, связаны термальные источники Карабалты, Шавыр, Аламедин, Иссык-Ата и Кызылсу. Все они выходят в долинах одноименных рек, стекающих с северных склонов Киргизского хребта. Наибольший дебит имеют три источника Иссык-Ата (суммарный дебит по скважинам до 34 л/сек), Шавыр (до 8 л/сек) и Аламедин (до 5 л/сек). Дебит остальных ис-

точников около 1 л/сек. У многодебитных источников отмечается и наибольшая температура: Иссык-Ата — до 56° (вода выведена скважинами глубиной до 154 м); Шавыр — до 38° и Аламедин — до 34°. Температура воды остальных источников не поднимается выше 25°; минерализация колеблется от 0,3—0,4 до 0,8 г/л. Состав воды типичен для терм гранитных массивов и кристаллических сланцев. Все они азотные сульфатно-хлоридно-натриевые и сульфатно-гидрокарбонатно-натриевые, с содержанием кремнекислоты до 50—75 мг/л.

Ряд термальных источников выходит в обрамлении Сусамырской впадины (Кокомерен, Чет-Куганды, Орал, Тюгельский), температура воды в них варьирует от 20—27 до 41°. Состав воды и минерализация та же, что и у описанной группы источников.

Среди термальных источников Нарынской группы (северный борт Нарынской впадины), температура которых не превышает 34°, выделяется составом газов источник Алабуга-Нарын. В его воде растворена углекислота в количестве до 400 мг/л, что сразу сказывается на минерализации, которая повышается до 1,4 г/л. Воды этого источника имеют сложный хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатно-натриево-кальциево-магниевый состав.

Наибольшее число термальных источников связано с разломами, ограничивающими южный борт Иссык-Кульской впадины. Температура вод источников колеблется от 22 до 59°, минерализация вод в большинстве случаев составляет 0,3—1 г/л. Все источники относятся к азотным термам. Дебит их в естественных выходах не превышает 1—2 л/сек. При каптаже скважинами он увеличивается до 5—20 л/сек (группа Алтын-Арасанских источников, Аксу, Джужукучак).

Среди Иссык-Кульской группы источников составом и минерализацией выделяется источник Джеты-Огуз, который выходит по зоне разлома, секущей песчаники, сланцы и известняки карбона, облекающие метаморфические породы, прорванные гранитной интрузией. До бурения скважин в долине р. Джеты-Огуз выходил ряд грифонов термальных источников с суммарным дебитом 0,75 л/сек и температурой до 42,6°. После бурения скважин глубиной от 200 до 445 м суммарный дебит термальной воды увеличился до 12 л/сек. Отмечается необычно высокая минерализация воды, доходящая до 13,2 г/л, и азотный хлоридно-натриево-кальциевый состав. В. Н. Васильева, С. Ф. Турзина объясняют высокую минерализацию и состав источника фильтрацией его через толщу галогенных пород карбона. Необычна высокая радиоактивность воды: содержание радона достигает 300—350 ед. Махе; такой радиоактивности не встречается ни в одном другом термальном источнике Тянь-Шаньской зоны.

Вдали от Иссык-Кульской впадины в горной системе Терской-Алатау отмечено два выхода термальных источников: Сарыджас и Керегеташ с дебитом по 0,2 л/сек; температура воды, несмотря на такой незначительный дебит, достигает в первом источнике 50°, во втором — 46°. Минерализация воды до 1 г/л, состав обычный для источников Тянь-Шаня — хлоридно-сульфатно-натриевый.

У северного борта Иссык-Кульской впадины в ее северо-восточной части также имеется несколько слаботермальных источников (Курменты, Кутурга).

В пределах самой Иссык-Кульской впадины пройдено несколько глубоких скважин, вскрывших песчано-глинистые третичные отложения. В пос. Рыбачьем на западе Иссык-Кульской впадины скважиной глубиной 706 м из третичных пород с глубины 388—442 м выведена пресная вода с температурой до 25°, дебитом 4 л/сек, азотного гидрокарбонатно-сульфатно-натриево-кальциевого состава. На северном побережье оз. Иссык-Куль, близ пос. Чолпан-Ата, скважиной глубиной 1395 м вскрыты в прослойках песков и гравелитов неогенового возраста на глубине от

952 до 1052 м самоизливающиеся воды с температурой до 30°, незначительным расходом и минерализацией до 5—6 г/л. Недавно пройденная возле Чолпан-Ата скважина глубиной 2075 м вскрыла на глубине 1800 м палеозойские гранодиориты. Испытания скважины показали, что гранодиориты безводны, а перекрывающая их молассовая толща палеоген-неогена обладает ничтожной водообильностью и содержит соленые и соленоватые воды. Замер температур на забое показал 72°, что дает величину геотермического градиента близкую к 3°/100 м.

В восточной части Иссык-Кульской впадины и в западной части расположенной рядом Текесской впадины несколькими глубокими нефтеразведочными скважинами в третичных отложениях на глубинах от 2000 до 3500 м вскрыты термальные высокоминерализованные воды с метановым хлоридно-гидрокарбонатно-натриевым и хлоридно-натриевым составом. Воды самоизливаются с небольшим расходом. Высокая минерализация их, по-видимому, связана с наличием соленосных миоценовых отложений, обнаруженных во многих молодых впадинах южных складчатых районов Советского Союза. Подтверждением этого предположения служит высокая минерализация вод источника в восточной части Иссык-Кульской впадины близ пос. Кегень. Источник выходит по зоне тектонического нарушения из гипсоносных доломитов и соленосных глинистых пород нижнего миоцена. Температура воды 42°, расход 1 л/сек, минерализация 317 г/л, состав хлоридно-сульфатно-натриевый. Вода содержит сероводород в количестве до 160 мг/л.

Наряду с минерализованными водами близ юго-восточного побережья оз. Иссык-Куль распространены и пресные термальные воды. Так, в долине р. Джергалан скважиной глубиной до 1520 м выведены самоизливающиеся воды с температурой на изливе до 43,5° и дебитом до 12 л/сек. Минерализация воды до 1 г/л, состав азотный хлоридно-сульфатно-натриевый.

Вдоль южного борта Илийской впадины из тектонических трещин в изверженных породах выходит ряд слаботермальных источников (Арасан-Кайнарские, Алма-Арасанские, Горельника, Талгарские и др.) с незначительным дебитом (0,5—1 л/сек) и минерализацией до 0,2—0,4 г/л.

В Джунгарском Алатау и на его отрогах, ограничивающих Илийскую впадину с севера, выходят слаботермальные Ку-Арасанские, Хоргосские, Малоусекские, Коксуйские, Копал-Арасанские, Копальские источники. Температура воды в них колеблется от 21 до 36°, дебит — от 0,5 до 4 л/сек, минерализация — от 0,3 до 1 г/л. Состав сульфатно-гидрокарбонатно-натриевый и гидрокарбонатно-сульфатно-натриевый. Необычен по составу и минерализации Аяк-Колпанский источник, который выходит в северном борту Илийской впадины из третичных песчано-глинистых пород. Температура источника 28°, расход 0,45 л/сек и минерализация около 4,1 г/л. Состав воды хлоридно-сульфатно-натриевый. По-видимому, здесь происходит частичная разгрузка артезианских вод Илийской впадины.

Илийская впадина ограничена с севера и юга системой ступенчатых расколов и тянется в широтном направлении, уходя на востоке в пределы КНР. Впадина делится Чиликским порогом на две депрессии: западную, Алма-Атинскую, и восточную, Джаркентскую. В зоне порога доюрский фундамент впадины приподнят до отметки минус 500 м, в депрессиях — опущен до отметок минус 3—4 км. По данным бурения глубоких скважин, Джаркентская депрессия более древняя, чем Алма-Атинская. Ее заложение связано, по-видимому, с киммерийским тектогенезом, так как в пределах депрессии развиты терригенные отложения триаса (конгломераты, песчаники, глины), на которые ложатся песчано-глинистые отложения юры. Общая мощность отложений нижнего мезозоя достигает 700 м и более. Выше залегают пески, песчаники, алевролиты

мела мощностью до 350 м и более. Предполагается, что меловые отложения залегают и в основании Алма-Атинской депрессии. В обеих депрессиях наибольшей мощности достигают песчано-глинистые толщи палеогена и неогена — до 2500 м и более. Мощность четвертичных песков, песчаников и галечников варьирует от 150 до 850 м.

Из нижней части четвертичных отложений в ряде скважин получены пресные воды с расходом от 7 до 17 л/сек и температурой от 21 до 30°. Из неогеновых отложений, по сообщению В. С. Жеваго, Алма-Атинской глубокой скважиной с глубины 1996—2013 м были выведены пресные воды с температурой 58,7° и дебитом при самоизливе 0,1 л/сек. Состав воды сульфатно-гидрокарбонатно-натриевый.

В Джаркентской депрессии в неогеновых отложениях, вскрываемых глубокими скважинами в интервале 1055—1812 м, расходы воды с глубиной уменьшаются от 2,2 до 0,34 л/сек, а температура возрастает от 39 до 62°. Минерализация также увеличивается от 0,6 до 10,3 г/л, а состав воды изменяется от сульфатно-натриевого до хлоридно-натриевого.

Палеогеновый водоносный комплекс содержит соленые и рассольные воды. В Алма-Атинской депрессии этого комплекса скважиной с глубины 2517—2587 м получен небольшой приток хлоридно-натриевой воды с минерализацией 37,2 г/л. Температура пласта составляла 72°. На глубине 2732—2830 м минерализация увеличилась до 54,6 г/л, а расход воды составил 0,4 л/сек при понижении на 178 м. С глубины 2830—3116 м поднята рассольная хлоридно-натриевая вода. По-видимому, палеогеновые отложения, как и в Ферганской впадине, являются соленосными.

В Джаркентской депрессии с глубины 2507—2509 м получен самоизлив с расходом до 6,2 л/сек, минерализацией воды 5,7 г/л, по составу относящейся к хлоридно-сульфатно-натриевой.

Опробование мелового водоносного комплекса в Джаркентской депрессии показало резкое уменьшение минерализации вод меловых отложений. С глубины 2682—2730 м из мелового песчаника получен самоизлив воды с расходом 46,3 л/сек, температурой 96° и минерализацией 0,9 г/л. Вода хлоридно-натриевая. В другой скважине с глубины 1400—1450 м получен самоизлив воды с дебитом 60 л/сек, температурой 47°, минерализацией 0,35 г/л, гидрокарбонатно-натриевого состава. Наконец, третьей скважиной с глубины 715 м в разнородных песчаниках мела была вскрыта вода с дебитом до 75 л/сек, температурой 31° и минерализацией 0,37 г/л. Состав воды сульфатно-гидрокарбонатно-натриевый.

В Алма-Атинской депрессии меловой водоносный комплекс не вскрыт.

Юрский водоносный комплекс вскрыт скважинами только в Джаркентской депрессии. С глубины 1273—1330 м из песчаников и конгломератов выведена вода с дебитом при самоизливе в 30 л/сек и температурой на устье 43°. Минерализация воды достигает 1 г/л.

Водоносный комплекс в триасовых отложениях залегает на юге Джаркентской депрессии на глубине от 250 до 700 м, погружаясь в центральной части депрессии до 4000—4500 м и поднимаясь до 1000—1500 м на севере депрессии. Водоносный комплекс вскрыт рядом скважин. В одной из них с глубины 1182 м получен самоизлив воды с расходом 2,5 л/сек и температурой 30°; минерализация воды 0,8 г/л, состав хлоридно-натриевый с содержанием до 50 мг/л брома и 2 мг/л йода. В другой скважине из объединенных интервалов 2215—2230 и 2554—2575 м при самоизливе расход воды равен 55,6 л/сек. Температура воды 60°, минерализация 1 г/л, состав хлоридно-натриевый (табл. 26).

Таким образом, устанавливается, что мезозойская толща пород обладает лучшими фильтрационными свойствами, чем третичная, и что условия водообмена в нижних частях депрессии (особенно Джаркентской) благоприятствуют формированию высокотермальных пресных вод.

Таблица 26

Характеристика термальных вод межгорных впадин складчатой зоны Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау*

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водовмещающих пород	Пьезометрический уровень, м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта (в скобках — на изливе), °С	Минерализация, г/л	pH	Химический состав					
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl
							мг/л; % экв					
Илийская впадина												
В 24 км западнее пос. Коктал	>430	—	4,7	—	3,4	7,8	968,3	18,5	177,4	30,5	1368,7	818,7
	Pg ²⁺³						80,0	3,0	17,0	2,0	54,0	44,0
В 81 км юго-восточнее г. Панфилова	1427	—	60	(47)	0,3	Нет св.	71,1	4,4	23,9	170,8	45,2	32,0
	Mz		Самоизлив				66,6	7,7	25,8	60,4	20,2	20,2
На юго-востоке от дер. Дубунской	715—780	—	75	31	0,4	7,5	66,7	6,0	48,0	125,0	150,2	19,8
	Cr ₂		Самоизлив				50,0	9,0	41,0	35,0	54,0	10,0
В 6 км восточнее пос. Борохудар	968—1160	Выше устья	1,2	(22)	0,6	8,8	184,0	3,0	12,7	48,8	232,9	85,2
	N		Самоизлив				90,0	2,8	7,2	9,9	60,1	30,0
	2682—2730	Выше устья	46,3	96	0,9	—	310,4	Сл.	14,5	347,7	106,1	212,7
	Cr ₂		Самоизлив				95,0		5,0	41,0	16,0	43,0
Алакульская впадина												
с. Октябрьское	1319—1329	—	—	44—50	20,0	7,0	6615,0	293,9	909,0	360,0	4,0	12316,0
	Cr ₁						82,4	4,6	13,0	0,2	—	99,8
Иссык-Кульская впадина												
В нижнем течении р. Джергалам	860	Самоизлив	8—12	(43)	0,8	6,8	271,2	1,2	26,1	97,6	181,8	276,6
	N						89,39	0,76	9,85	12,13	18,73	50,14
с. Чолпан-Ата	952,5—1052	Самоизлив	Дебит незначительный	(30)	5,788	7,3	1615,5	Нет св.	356,7	128,1	2711,0	1046,0
	N						79,78			20,22	2,39	64,10
с. Рыбачье	388—442	47,37 (?)	4	(25)	0,172	Нет св.	34,5	3,0	22,1	103,7	88,8	12,4
	Pg — N						63,8	6,40	29,5	58,5	27,5	13,8

* Таблица составлена по данным КазИМСа, Киргизского геологического управления и др.

По данным В. С. Жеваго (Региональная геотермия..., 1967), геотермический градиент на периферии Илийской впадины составляет немного более $2,5^{\circ}/100$ м, повышаясь в центральных частях впадины до $3,5^{\circ}/100$ м.

К северу от Илийской впадины, отделяясь от нее невысокой перемычкой из палеозойских пород, располагается обширная и неглубокая *Балхашская впадина*, выполненная песчано-глинистыми породами мела, палеогена и неогена.

В песках миоцена на глубинах 300—400 м скважинами вскрываются воды с температурой $20-22^{\circ}$ и минерализацией от 0,4 до 2,7 г/л, гидрокарбонатно-натриевого и сульфатно-натриевого состава. Дебит скважин колеблется от 0,5 до 5 л/сек. Из водоносных песков олигоцена, мощность которых достигает 50 м, скважинами с глубины 750 м выводятся воды с температурой до 30° , дебитом до 5 л/сек и минерализацией до 3 г/л, сульфатно-натриевого состава.

К востоку от Балхашской впадины, местами соприкасаясь с ней, располагается *Алқұлская впадина*. Юго-западный борт ее опущен по зоне разлома и фундамент погружен здесь до отметки минут 1000 м. На северо-восток ложе впадины постепенно поднимается и породы фундамента выходит на поверхность, слагая отроги Тарбогатая. В наиболее погруженной части впадины предполагаются юрские отложения. Основное развитие впадина получила в олигоцене и неогене, когда отлагалась молассовая толща, состоящая из глин, песков и конгломератов общей мощностью до 1000 м. Мощность четвертичных песчано-глинистых отложений до 350 м. Как и в Балхашской, здесь так же основное развитие имеют слаботермальные, пресные и солоноватые воды (табл. 26).

Из четвертичных песков и галечников скважинами глубиной до 350 м выведены пресные гидрокарбонатно-натриевые воды с температурой $20-25^{\circ}$ и расходом до 10 л/сек. В олигоцен-неогеновом водоносном комплексе в песчано-глинистых и гравийных слоях мощностью от 5 до 70 м вскрываются воды на глубинах от 450 до 900 м. Температуры на глубине пласта не превышают 40° . Воды самоизливаются. Минерализация их увеличивается с глубиной от 0,5 до 3 г/л.

Юрский водоносный комплекс скважинами не вскрыт, но по геологическим и геофизическим данным предполагается, что он должен залегать на глубине 1400 м. В. С. Жеваго (Термальные воды СССР..., 1963) считает, что на этой глубине можно встретить воду с температурой до 50° (исходя из средней величины геотермического градиента в $2,9-3^{\circ}/100$ м).

Зайсанская впадина выполнена осадочным комплексом отложений мезозоя (пространственно ограничено) и кайнозоя; последние встречаются на всей территории впадины. По геофизическим данным, фундамент в центральных частях впадины залегает на глубине 1600 м и, возможно, более.

Опорной Даировской скважиной пройдены осадочные отложения кайнозоя мощностью 1573 м, которые налегают на андезит-базальты карбона, слагающие здесь фундамент впадины. Толща третичных пород представлена неравномерным чередованием алевролитов, песков, песчаников и глин олигоценового, миоценового и плиоценового возраста. Глины преобладают в разрезе и становятся доминирующими в его нижней части (низы миоцена, олигоцен). В. К. Василенко (1956) отмечает, что третичные отложения в осевой части впадины фациально не меняются по сравнению с разрезами ее бортовых частей и только увеличиваются в мощности. Естественно, что при таком строении разреза нельзя ожидать больших притоков термальных вод. Так, из горизонта в интервале 700—900 м получена вода с дебитом 2 л/сек при понижении статического уровня на 84 м. Температура воды на изливе была около 30° , мине-

рализация — до 10 г/л, состав — хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый. Следует отметить, что единичное опробование глубокой скважины не может служить надежной основой для установления возможностей получения достаточных количеств термальных вод.

Складчатая зона Алтая и Салаира с Кузнецкой межгорной впадиной является крайней восточной частью западной ветви герцинид Азиатского пояса.

Все перечисленные структуры отделены одна от другой зонами разломов и оперяющими сбросовыми трещинами, которые неоднократно подновлялись с образованием новых разломов. Именно с обновленными разломами связаны выходы термальных источников, наиболее крупными из которых являются Белокурихинские, приуроченные к гранитному массиву, рассеянному разломом, проходящим по северному фасу Алтая. Скважинами глубиной до 525 м из зон нарушений выведены воды с температурой до 42°, с общим дебитом при самоизливе до 13—14 л/сек и минерализацией до 0,3 г/л. Воды щелочные (рН 9,2), по составу азотные сульфатно-гидрокарбонатно-натриевые. Содержание кремнекислоты достигает 57 мг/л. Отмечено высокое содержание в воде фтора — до 11 мг/л.

В южной части Алтая известны две группы термальных источников — Рахмановские и Джумалинские — с температурой воды до 42 и 20°. Дебит первых достигает 5 л/сек, вторых — 10 л/сек. Воды пресные азотные сульфатно-гидрокарбонатно-натриевые. Содержание кремнекислоты у Рахмановских источников доходит до 32 мг/л, фтора — до 6 мг/л (табл. 27).

Кроме указанных, других термальных источников не встречено. Герцинские структуры Салаира и Томь-Колыванской складчатой зоны, не испытывавшие активного воздействия альпийского тектогенеза, бесперспективны для поисков термальных вод.

Кузнецкая впадина, по Н. С. Зайцеву (1964), — поперечный краевой прогиб. По геологическому строению она резко отличается от ранее рассмотренных впадин Тянь-Шаня. Впадина выполнена в основном терригенной угленосной толщей карбона и перми общей мощностью до 5 км, налегающей на песчано-глинистые отложения девона мощностью до 2 км. В центральных частях впадины, наиболее прогнутых на юге и севере, на палеозойские отложения налегает угленосная юра с прослоями базальтов. Заложенная на каледонском основании она по своему строению ближе к впадинам каледонид Саян.

Обработка небольшого числа термозамеров в глубоких (до 2900 м) скважинах позволила Г. Б. Гавлиной определить величину геотермического градиента для Кузнецкой впадины, которая оказалась близкой 2,4—2,5°/100 м (Региональная геотермия..., 1967). В восточных и южных частях впадины в результате тектонических нарушений пород подтоки глубоких вод на отдельных участках повышают геотермический градиент до 2,8—3°/100 м (Абашевская площадь), а возможно, и более. Термальные воды вскрываются на глубинах около 1000 м, местами выше, т. е. в нижнепермских и карбоновых отложениях (ильинская, абашевская, балахонская свиты и др.). Водообильность этих отложений невелика: дебиты скважин при значительных понижениях составляют доли литра в секунду. Минерализация вод увеличивается по мере углубления от 3—5 г/л в ильинской до 25—32 г/л в балахонской свите. Состав вод метаново-азотный и метановый хлоридно-натриевый. На Абашевском поднятии из песчаников и алевролитов балахонской свиты с глубины 2430—2500 м скважина вывела метаново-углекислотную хлоридно-гидрокарбонатно-натриевую воду с минерализацией 36 г/л. Температура на глубине пласта превышала 50°.

На юго-западе впадины в ее прибортовой части скважинами с глу-

Характеристика термальных вод складчатой зоны Алтая и Кузнецкой межгорной впадины *

Т а б л и ц а 27

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водовмещающих пород	Пьезометрический уровень, м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта (в скобках — на изливе), °С	Минерализация, г/л	Химический состав						Преобладающие газы	Характерные компоненты, мг/л
						Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
						мг/л; % экв							
Абашевская (Кузнецкая впадина)	2430—2502 P ₁ b1	49,0	Ок. 0,102	>50	Ок. 36,0	12019,8	16,7	35,0	10955,6	17,5	10981,9	CH ₄	I — 21,5 Br — 43,3
			Нст. св.			99,4	0,2	0,4	34,2	7,0	58,8		
Белокуриха	280—525 Pz	21,0	При самоизливе Σ14,0 л/сек	(42)	0,30	79,2	0,3	3,2	82,4	65,8	17,6	N ₂	H ₂ SiO ₃ — 57,0 F — 11,0
						94,47	0,55	4,43	27,0	43,0	15,0		
Рахмановское	27—103,5 Pz	3,0	5,00	(42)	0,19	51,3	0,5	2,8	48,8	25,9	4,0	N ₂	H ₂ SiO ₃ — 30,0 F — 6,0
			2,65			92,44	1,68	5,88	55,5	36,5	8,0		

* Таблица составлена по данным Геокаптажминвода и Кузбасснефтегазведки.

Характеристика термальных источников складчатой подзоны Забайкалья *

Т а б л и ц а 28

Источник	Дебит, л/с	Температура, °С	Минерализация, г/л	pH	Химический состав						Преобладающие газы	Характерные компоненты, мг/л
					Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
					мг/л; % экв							
Семозерский	1,7	36	0,23	8,4	53,0 92,0	0,6 1,0	3,0 6,0	79,0 52,0	40,0 33,0	8,0 9,0	—	F — 10,8; H ₂ SiO ₃ — 40,0
Кыринский	4	44	0,2	8,3	67,0 96,0	1,0 2,0	1,0 2,0	91,0 62,0	27,0 18,0	21,0 20,0	—	—
Былыринский	0,3—2,81	41,5	0,24	>8,4	55,0 92,0	1,0 3,0	2,0 4,0	107,0 67,0	15,0 12,0	12,0 13,0	N ₂	F — 0,4 B — 9,2 H ₂ SiO ₃ — 46,0
Ямкун-курорт	20—30	16—21	1,7	6,6	7,0 1,0	152,0 56,0	192,0 43,0	1311,0 96,0	37,0 3,0	5,0 1,0	N ₂ — CO ₂	Mn — 0,01—0,03 Гр. He + Ne — 0,16 Гр. Ar + Xe — 0,9

* Таблица составлена по данным Читинского геологического управления.

бины до 350 м были вскрыты холодные углекислые воды с дебитом при самоизливе до 30 л/сек. Состав вод гидрокарбонатно-натриевый, минерализация до 6 г/л. Эти воды Терсинского месторождения, как и в Абашевской глубокой скважине, связаны с зоной тектонического нарушения, секущего как породы фундамента, так и перекрывающие его отложения девона, карбона и перми.

Складчатая зона Забайкалья и Приамурья с системой межгорных впадин представляет собой восточное продолжение Азиатского пояса герцинид. Она протягивается полосой вдоль каледонид и карелид на севере и прослеживается на юге вдоль левобережья рек Аргуни и Амура, являясь северной окраинной частью герцинид, продолжающихся на территории КНР и МНР.

В складчатой подзоне Забайкалья термальные воды отмечены в двух районах: в Ингодино-Чикойском и Газимурском, которые разделены и окружены площадями развития холодных углекислых вод. Это крупнейшая в Советском Союзе провинция холодных углекислых вод.

В Ингодино-Чикойском районе, расположенном в верховьях рек Чикой и Ингоды, известно восемь выходов азотных терм. Все они выходят по разломам в гранитах, относятся к пресным (0,1—0,3 г/л) слаботермальным термам. Состав воды изменяется в зависимости от условий выхода от гидрокарбонатно-сульфатно-натриевого до гидрокарбонатно-натриевого. Местами в значительном количестве содержится хлор-ион. Количество кремнекислоты колеблется от 40 до 55 мг/л. Дебит источников варьирует от 0,5 до 4—5 л/сек, а температура от 20 до 45° (Кыринский, Былыринский, Семюзерский, Улурийский, Талачинский, Ясытайский, Куналейский, Верхне-Ингодинский; Минеральные воды южной части Восточной Сибири, 1961; 1962).

В Газимурском районе, к бассейну среднего и верхнего течения р. Газимура, приурочены три термальных источника: Актагучинский, Ямкун и Николаевский. Их выходы связаны с одной зоной разлома, проходящей по контакту карбонатных пород кембрия с гранитами палеозоя. С этим же разломом связаны эффузивные образования верхней юры. Температура отдельных струй источников колеблется от 16 до 21°, суммарный дебит составляет от 4 до 20—30 л/сек, минерализация воды — от 0,5 до 1,7 г/л; состав гидрокарбонатно-магниево-кальциевый (табл. 28). Отличительной чертой термальных источников Газимурского района является азотно-углекислый состав и высокая радиоактивность воды. Высокая радиоактивность источника Ямкун была установлена еще в 1928 г. Н. И. Толстихиным. Повышенная минерализация Ямкуна, достигающая 1,7 г/л, обусловлена усилением растворяющего воздействия воды, насыщенной углекислотой, при ее циркуляции в трещиноватых доломитизированных известняках кембрия.

Гидрогеотермические условия межгорных впадин, широко развитых в складчатой зоне Забайкалья (Чикойская, Читино-Ингодинская, Ингодино-Шилкинская, Олентуйская, Нерчинские и др.), не изучены. Выполняющие впадины пески, песчаники, аргиллиты, гравелиты и вулканогенные породы юры и мела и в меньшей степени кайнозоя достигают значительной мощности (местами более 1—2 км), и заключенные в них воды могут быть нагреты до температур, значительно превышающих 20°.

Складчатая подзона Приамурья в тектоническом отношении состоит из Бурейского массива и облегающих его Джагдино-Тукурингского антиклинория на севере и Хингано-Бурейского антиклинория на востоке. Внутри и в окраинных частях этих складчатых сооружений имеется ряд межгорных впадин тихоокеанского типа (Нагибина, 1963).

Межгорные впадины выполнены мезозойскими и кайнозойскими, в основном терригенными, угленосными отложениями. Наиболее крупные из

них на севере и северо-востоке — Верхне-Зейская, Удская и Торомская; к востоку от Буреинского гранитного массива — Буреинская, к югу и западу от него — самая обширная Зейско-Буреинская впадина.

Вдоль ограничивающих впадины зон разломов отмечены немногочисленные выходы азотных термальных источников с пресной водой, с дебитами 1—3 л/сек и температурой от 21 до 42° (в единичном случае 72°): Альский — в бортовой зоне Торомской впадины, Бысинский — на северо-восточной окраине Зейско-Буреинской впадины, Кульдурский, Солонинский и Тирминский — в бортах Буреинской впадины (табл. 29).

Наиболее горячим в описываемом районе является Кульдурский источник, расположенный в долине р. Кульдур, выход которого приурочен к крупной зоне разлома, секущей гранитный массив (Богатков, 1962). До бурения скважин температура воды источника достигала всего 41°, а дебит составлял 0,1 л/сек. В настоящее время из скважин (глубиной 126 м) можно получить суммарный дебит до 22,0 л/сек (этот расход утвержден ГКЗ как эксплуатационные запасы) с температурой воды 72—73° и минерализацией 0,38 г/л. Состав воды азотный гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый. Содержание фтора достигает 13 мг/л, что характерно для азотных терм, приуроченных к гранитным массивам. Кремнекислота содержится в количестве до 100 мг/л. Реакция воды всех перечисленных источников слабощелочная, наибольшая в Кульдурском источнике (рН 9,3).

Сведения о термальных водах межгорных впадин весьма скудные. Наиболее изучена Зейско-Буреинская сложно построенная впадина, внутри которой отмечен ряд (числом до 11) небольших впадин-грабен. Вне этих грабен на большей площади Зейско-Буреинской впадины глубина до палеозойского фундамента не превышает 100—500 м, в пределах грабен фундамент опущен до глубины 1500—2000 м, а местами до 2500—3000 м. Среди пород, выполняющих грабены, распространены отложения юры и нижнего мела мощностью до 1700 м, представленные порфиритами и их туфами с прослоями песчаников, алевролитов и аргиллитов и толща переслаивающихся алевролитов, песчаников, глин и углей верхнего мела (цагоянская свита), общей мощностью до 500—700 м. Наиболее распространены песчано-глинистые отложения кайнозоя мощностью до 200—450 м, из-под которых местами (в основном по окраинам впадины) обнажаются юрские и меловые породы (рис. 12).

По данным замеров в скважинах (наибольшая глубина которых достигает 2800 м) установлено, что температура на глубине 500 м достигает 13—15°, на глубине 1000 м — 31—38°. Н. М. Богатков (1967) приводит величину геотермического градиента 2,9—3°/100 м, для эффузивно-осадочной толщи мезозоя и палеозойских пород фундамента снижающуюся до 1,4°/100 м.

В соответствии с этими данными термальные воды должны быть приурочены только к отложениям юры и нижнего мела, выполняющим грабены, причем в наиболее погруженных частях грабен (до 2500—3000 м) можно ожидать температуру до 75°, возможно, несколько больше.

Бурением скважин, пройденных в Белогорском, Екатеринославском и Михайловском грабенах, установлено, что термальные воды, вскрываемые на глубинах от 750 до 2000 м (наибольшая глубина опробования), относятся к гидрокарбонатно-хлоридно-натриевым с минерализацией от 1,4 г/л вверху до 2,5 г/л в нижней части указанного интервала. Состав газов вверху — азотный, внизу — азотно-метановый. В Михайловском прогибе в пробах воды с глубины 1500—2000 м в составе газов содержалось 0,2—0,3 г/л углекислоты. Это привело к изменению состава воды на гидрокарбонатно-натриевый. Дебит скважин только в верхнем интервале опробования (760—800 м) достигал 3 л/сек при понижении на 70 м. В нижних интервалах (глубже 800 м) дебит

Характеристика термальных источников складчатой подзоны Приамурья *

Источник	Дебит, л/сек	Темпера- тура, °С	Минера- лизация, г/л	рН	Химический состав **						Характерные компоненты, мг/л
					Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl	
					мг/л; % экв						
Быссинский	1,0	38—42	0,258	8,7	65,4	—	3,0	43,0	27,0	25,0	Mn — 0,07—0,025 Li — 0,05 F — 7,0
					94,0	1,0	5,0	23,0	19,0	24,0	
Тырминский	3,0	36,8	0,199	6,8	35,0	—	5,0	73,0	7,0	7,0	Mn — 0,0017—0,051 Li — 0,01 F — 4,5
					84,0	2,0	14,0	67,0	8,0	11,0	
Альский	2,5	20,1—21,2	0,095	7,7	25,0	Нет	3,0	43,0	20,0	4,0	
					87,0		13,0	57,0	33,0	10,0	
Кульдурский	1,6 ***	72	0,355	9,3	82,8	1,3	2,4	68,2	44,6	71,4	Li — 0,3 Pb — 0,012 CO ₃ — 42,0 H ₂ SiO ₃ — 101,0 F — 12
					94,32	2,64	2,64	26,2	24,5	49,3	

* Таблица составлена по данным Дальневосточного геологического управления

** Преобладающий газ источников — азот

*** Общий дебит двух эксплуатационных скважин составляет 22 л/сек

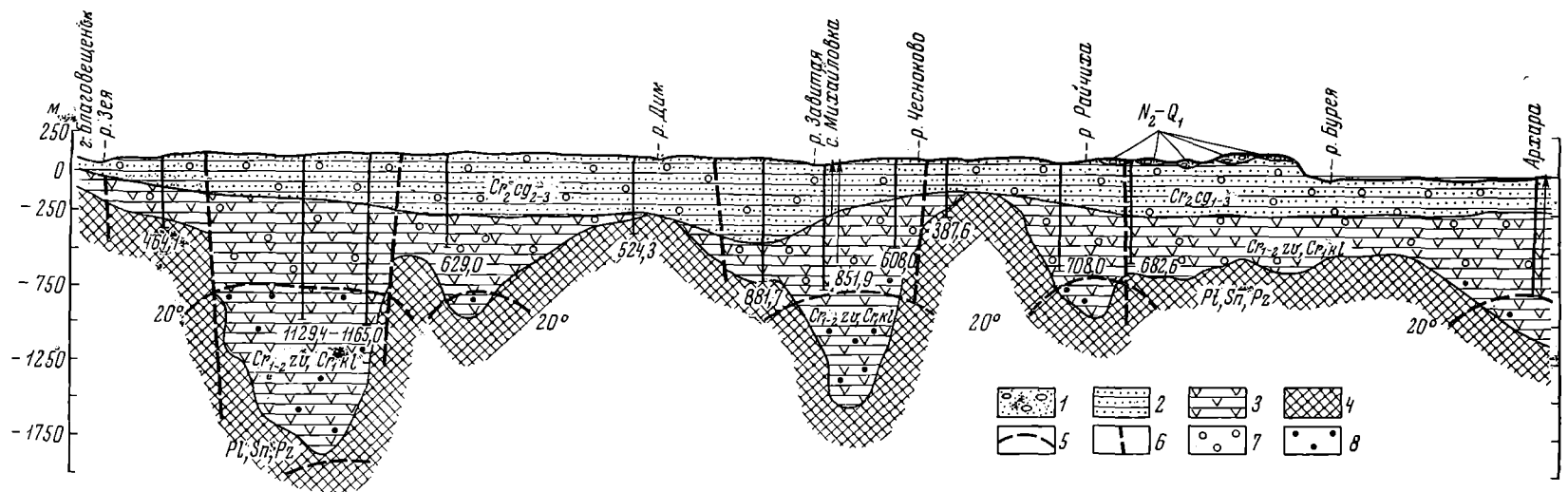


Рис. 12. Гидрогосотермический разрез через Зейско-Буреинскую впадину (по Н. М. Богаткову с добавлениями Б. Ф. Маврицкого)

1 — песчано-глинистые отложения ($N_2 - Q_1$); 2 — глины, аргиллиты, пески, галечники и конгломераты (Cr_2cg_{1-3} и Cr_2cg_{2-3}); 3 — вулканогенные образования (Cr_1kl и Cr_{1-zv}); 4 — складчатый фундамент (Pt, Sn, Pz); 5 — изотермы; 6 — предполагаемые тектонические нарушения; минерализация воды в г/л: 7 — до 1; 8 — 1—3

скважин оказался ничтожным — доли литра в секунду при понижениях в несколько сот метров (в скважине с. Васильевка, остановленной на глубине 1519 м, в нижнем мелу дебит составил 2,3 л/сек при понижении на 200 м).

Другие межгорные впадины складчатой зоны Приамурья в гидрогеотермическом отношении не изучены. Как и Зейско-Буреинская впадина, они выполнены осадочно-вулканогенной угленосной толщей пород юры и мела, перекрытых осадками кайнозоя.

Данных о дебитах и составе вод глубоких горизонтов нет, но, по всей вероятности, эти показатели близки к тем, которые были получены при опробовании глубоких скважин в Зейско-Буреинской впадине.

Термальные воды области каледонской складчатости

Из всех районов, относимых к этой области, только такие, как Саянская и Яблоновская складчатые зоны, имеют термальные источники, а к межгорным впадинам, находящимся в их пределах, приурочены артезианские бассейны с термальной водой. Другие зоны (Центральный Казахстан, Чу-Илийская и складчатая зона Кузнецкого Алатау) по геолого-структурным особенностям можно отнести к бесперспективным на поиск и разведку термальных вод. Среди каледонид Центрального Казахстана следует упомянуть о межгорной Тенгизской впадине, сходной с другими впадинами области каледонской складчатости. Сейсмические исследования показали, что каледонский фундамент Тенгизской впадины местами высоко приподнят и расчленяет впадину на ряд мульд, заполненных средне- и верхнепалеозойскими терригенными и карбонатными, местами галогенными осадками, собранными в пологие брахискладки (А. А. Клубов, 1956).

По данным опорной скважины, пробуренной в центре впадины на Алкымском поднятии в интервале 1376—1399 м, из известняков верхнего девона был получен хлоридно-натриевый рассол с минерализацией до 144 г/л. Водообильность пород низкая. По данным термокаротажа, на глубине испытания пласта температура должна быть близкой 30° (геотермический градиент 1,6°/100 м). Все сказанное свидетельствует о малых перспективах на получение в пределах Тенгизской впадины термальных вод в нужных для практического использования количествах.

Саянская складчатая зона складывается породами докембрия и нижнего палеозоя, интенсивно смятыми в складки и разорванными серией разломов. Наиболее крупными являются разломы, отделяющие Западный Саян от Тувы, Минусинской впадины и Горной Шории; большой разлом проходит по северо-западной границе Тувинского прогиба, другой разлом отделяет каледониды Кузнецкого Алатау от Кузнецкой впадины и проходит на юг — в пределы Горной Шории. Наконец, крупнейший разлом северо-западного направления проходит по границе между байкалидами и каледонидами Восточного Саяна (Зайцев, 1964).

Большая часть из названных разломов, по-видимому, залечена и не проявляет себя в гидрогеотермическом отношении. Только с некоторыми из них связаны немногочисленные термальные источники; одни сходны по составу с азотными термами каледонид Тянь-Шаня, другие относятся к углекислым и азотно-углекислым. К последним относится группа термальных источников, расположенная на границе двух складчатых областей — байкальской и каледонской, — углекислые источники Изиг-Суг и Хойто-Гол, выходы которых тяготеют к району потухшего вулкана.

Температура воды в источниках от 33 до 42°, расход — от 11 до 17 л/сек. Состав углекислый гидрокарбонатно-натриево-кальциевый,

Таблица 30

Характеристика термальных источников складчатой зоны Саян *

Источник	Дебит, л/сек	Температу- ра, °С	Минера- лизация, г/л	Химический состав						Преобла- дающие газы	Характерные компоненты, мг/л
				Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
				мг/л; % экв							
Хойто-Гол	до 12,0	29—33	0,7	136,86	15,84	45,59	48,17	30,57	28,7	N ₂ —CO ₂	H ₂ SiO ₃ — 45,0
				61,55	14,10	24,35	85,04	6,85	8,11		
Холов-Угун	до 24,0	28,5	0,4	3,20	16,59	65,39	207,4	61,79	6,67	N ₂ —CO ₂	H ₂ SiO ₃ — 18,2
				2,26	28,82	63,92	61,77	26,38	3,85		
Уш-Белдыр	12,0 **	82	0,3	104,6	2,0	27	97,7	73,1	21,2	N ₂	F — 14,0
				94,0	3,3	2,7	42,8	36,4	12,4		H ₂ SiO ₃ — 140,0
Абаканский	1,2	37—38,8	0,35	32,7	12,2	43,4	214,5	21,4	21,0	N ₂	H ₂ SiO ₃ — 74,0
				30,4	21,9	47,3	77,3	9,8	12,9		Fe — 0,3
Изиг-Суг	до 15,0	26—41,5	2,6	375,45	31,59	270,8	1835,0	13,99	33,37	CO ₂	H ₂ SiO ₃ — 34,2
				49,74	8,12	42,14	96,16	0,90	2,94		

* Таблица составлена по данным Геокаптанминвод и Бурятского геологического управления

** Суммарный расход по скважинам глубиной до 120—140 м.

с минерализацией от 0,7 до 2,6 г/л. Содержание углекислоты доходит до 0,62 г/л (табл. 30).

На стыке Западного и Восточного Саяна в долине р. Киж-Хем известен теплый (20°) углекислый источник Киж-Хем, отлагающий вокруг себя травертины. Дебит источника небольшой — 0,4—0,7 л/сек.

Среди азотных терм в пределах Восточно-Тувинского нагорья выделяется Уш-Белдырский источник, температура воды которого доходит до 82°, а суммарный дебит по скважинам — до 12 л/сек. Вода по составу азотная гидрокарбонатно-сульфатно-натриевая, минерализация до 0,3 г/л.

К югу от Уш-Белдырского источника, вблизи границы с МНР выходит пресный азотный источник Тайрыс с температурой воды до 47° и дебитом до 8 л/сек. Наконец, на границе Горной Шории и Западного Саяна в долине р. Бедуй (вблизи от впадения ее в р. Большой Абакан) выходит Абаканский азотный источник с температурой 37° и расходом до 1,2 л/сек.

К Саянской складчатой системе относится *Минусинская межгорная впадина*, которая состоит из трех впадин второго порядка: собственно Минусинской на юге, Сыдо-Ербинской — средней и Чулымо-Енисейской на севере, разделенных поднятиями-горстами, в которых выходят на поверхность нижнедевонские эффузивы и породы додевонского фундамента. Наиболее глубокой является южная Минусинская впадина, в которой фундамент опущен до глубины 6—7 км; в Чулымо-Енисейской он залегает на глубине 2 км. Впадины выполнены терригенной толщей девона, карбона и перми. К ним приурочены артезианские бассейны, в пределах которых глубокие скважины (до 2840 м) вскрывают термальные воды с температурой, достигающей на глубине пласта 82°. По данным температурных замеров в нефтеразведочных скважинах Г. Б. Гавлиной рассчитана величина геотермического градиента, колеблющаяся от 2 до 2,5°/100 м (Термальные воды СССР .., 1963). На основании этих расчетов определена глубина залегания термальных вод и температура на поверхности фундамента впадин. Верхняя поверхность термальных вод залегает на глубине 800—1000 м, а сами они приурочены главным образом к среднедевонскому водоносному комплексу, среди пород которого встречаются прослойки ангидрита и гипса. Расходы скважин, вскрывающих этот комплекс, незначительны и при откачке бывают меньше 0,5 л/сек. Только при вскрытии скважинами тектонических трещин расходы повышаются до 1 л/сек; уровень воды устанавливается ниже поверхности земли.

По составу термальные воды представляют собой преимущественно хлоридно-натриевые рассолы с минерализацией от 50 до 300 г/л и выше (в южной Минусинской впадине Быстринской скважиной на глубине 2281—2394 м были вскрыты рассолы с минерализацией до 312 г/л) (табл. 31).

Отделенный от Минусинской впадины Западным Саяном, располагается *Тувинский межгорный прогиб*, выполненный осадочно-вулканогенными и соленосными отложениями ордовика, силура и девона, над которыми залегают терригенные угленосные породы карбона. Дислокации носят глыбово-складчатый характер. В Центрально-Тувинском поднятии фундамент приподнят до глубин 1,5—2 км от поверхности земли, а в Уюкском и Улугском грабенах опущен на глубину 8—9 км. Наибольшая глубина до фундамента, достигающая 10 км, наблюдается в юго-западной части прогиба — Западно-Таннуольском погружении. Глубокого бурения в Тувинском прогибе не проводилось, и глубины фундамента определены исходя из суммарных мощностей осадочной толщи и геолого-структурных особенностей района. На основании данных о глубине фундамента, принимая величину геотермического градиента близкой к величине гра-

Таблица 31

Характеристика термальных вод Минусинской впадины *

Скважина	Интервал опробования в м и возраст водоупорных пород	Дебит, л/сек	Температура на глубине пласта, °С	Минерализация, г/л	Химический состав					
					Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl
					мг/л; % экв					
Петрошиловская	1220—1509 D ₂ ² sr	Ок. 0,7	—	259,9	98 55,0	1825,1	1760,0	—	—	157975,0
					94,8	3,4	1,8	0,2	1,4	98,4
Быстринская	1980—2052 D ₂ ² bci	—	Ок. 57	250,0	86743,7	988,2	5832,0	1220,0	2616,0	149100,0
					91,20	1,80	7,00	0,6	1,2	98,2
Западно-Тагарская	992—1508 D ₂ ² sr — D ₂ ¹ od	0,036	—	164,0	56555,7	1268,8	4960,0	61,0	4800,0	9620,5
					87,60	3,6	8,8	0,04	3,56	96,4
Алтайская	935—1199 D ₂ ¹ kch	—	—	92,7	29300,0	519,7	4544,0	—	13094,0	44730,0
					82,5	3,18	14,72	—	17,68	81,66

* Таблица составлена по данным нефтеразведочных организаций.

диента Минусинских впадин, на глубине 4—5 км можно ожидать температуру 100°.

По аналогии с Минусинской впадиной в пределах прогиба можно предполагать развитие рассольных термальных вод. Это тем более вероятно, если учесть, что среди девонских отложений встречаются соленосные осадки (в среднедевонских отложениях на юго-западе прогиба толща соли достигает 300 м).

Каледониды Саянской зоны продолжают через МНР, Забайкалье и протягиваются примерно вдоль Яблонового хребта на северо-восток до карелид Станового поднятия, припаянного к Алданскому древнему щиту. Юго-западное окончание этого поднятия переработано каледонской складчатостью, и древние структуры карелид как бы просвечивают через каледонские структуры.

Яблоновая складчатая зона отделена от байкалид с северо-запада и от герцинид с юго-востока системами разломов северо-восточного простирания. Кроме этих разломов большой протяженности развиты разломы, с которыми связано образование впадины — грабен, выполненных в основном терригенными отложениями юры и мела.

Отмечаются мезозойские эффузивы, часто приуроченные к бортам впадин. Ряд разломов, подновленных в кайнозойской фазе тектогенеза, вывели эффузивы (базальты) верхнего палеогена и четвертичного времени. Все эти впадины вытянуты в северо-восточном или близком к нему направлении (Тектоника Евразии, 1966).

В складчатых массивах Яблоновой зоны термальных источников не обнаружено, известен лишь ряд холодных углекислых и радоновых источников. Во впадинах — грабенах гидрогеотермические условия изучены слабо, либо совсем не изучены. Единичные глубокие скважины показали, что мощность осадочных пород мезо-кайнозой в некоторых из этих впадин может превышать 1—1,5 км. Так, в Боргойской впадине скважиной глубиной 1110 м были опробованы мезозойские водоносные песчаники. Температура воды на глубине 640—657 м оказалась равной 26°, дебит при откачке был очень незначительным — сотые доли литра в секунду. Состав воды гидрокарбонатно-натриевый, минерализация 3,6 г/л.

По данным одного испытания трудно судить о качестве термальных вод во впадинах и особенно о водоотдаче коллекторов на глубине.

Термальные воды области байкальской складчатости

К этой области относятся Байкальская складчатая система и Восточно-Саянская складчатая зона, которые оконтуривают с юго-востока и юго-запада Сибирскую платформу.

Байкальская складчатая система наиболее интересна в гидрогеотермическом отношении; это типичная область развития азотных терм (рис. 13). В пределах Восточно-Саянской зоны только в месте ее примыкания к Байкальской складчатой системе есть ряд термальных источников. Во всей остальной (большей) части зоны термальных источников не обнаружено и их поиски малоперспективны.

Южное побережье Байкала и район, протягивающийся к западу от него через Тукинскую впадину, относится к одному из самых активных сейсмических районов Советского Союза, расположенных в зоне восьми- и девятибалльных землетрясений. Вся остальная часть Байкальской складчатой системы расположена в сейсмической зоне семи- и восьмибалльных землетрясений (Флоренсов, 1960; Николаев, 1962). Все это свидетельствует об интенсивной современной тектонической жизни, что подтверждают такие факты, как образование залива Провал при землетрясении 1861 г. и углублении одного из участков дна Байкала после землетрясения 1959 г. (Геоморфология дна Байкала, 1964).

Тектоническая активность этой области проявлялась в течение всего третичного и четвертичного периода, о чем свидетельствуют многочисленные впадины-грабены байкальского типа, выполненные отложениями кайнозоя. Ярким представителем таких впадин является активно развивающаяся депрессия, занятая оз. Байкал, глубина которого достигает 1700 м.

В Байкальской складчатой системе древние породы, слагающие ее, разбиты разломами и зонами дробления, испытывшими обновление в кайнозойский этап тектонического развития, а ряд разломов в этот период, по-видимому, возник вновь. Молодые впадины, выполненные кайнозойскими терригенными отложениями, образовались вдоль этих разломов, имеющих преимущественно северо-восточное направление. К ним же приурочены довольно многочисленные, ныне потухшие вулканы и излияния четвертичных (возможно, и верхнеплиоценовых) базальтовых лав. Особенно крупные поля лав отмечаются в бассейне среднего течения р. Калера (хребет Удокан), верхнего течения р. Джиды (Дзунмурянский хребет).

С этими же разломами связаны выходы всех термальных источников Байкальской складчатой системы, большинство которых приурочивается к бортовым частям байкальских впадин, которые представляют собой небольшие артезианские бассейны (Минеральные воды южной части Восточной Сибири, 1961; 1962). Температура термальных источников колеблется от 20 до 82°, дебиты от 1 до 80 л/сек, вода источников пресная, минерализация редко достигает 1 г/л. Химический состав воды в основном азотный сульфатно-гидрокарбонатно-натриевый с вариациями, которые отражают условия выходов этих терм и гидрогеологические особенности впадин (табл. 32).

К впадине оз. Байкал относится ряд крупных термальных источников: Котельниковский, Хакусский, Давшинский, Большереченский, Горячинский, Питателевский, к Баргузинской — Гаргинский, Аллинский, Сейюйский и др. К обрамлению других впадин (Ципинской, Верхне-Ангарской, Муйской, Чарской) приурочены такие крупные источники, как Могойский, Баунтовский, Джиландинский, Челолекский, Верхнечарский и др. (табл. 32). Непосредственно с впадиной оз. Байкал связана *Селенгинская впадина*, в основном приуроченная к дельте р. Селенги. Обе впадины представляют единую водонапорную систему с термальными водами пластового типа. При разведке на нефть в пределах Селенгинской впадины был пройден ряд глубоких скважин (наибольшая глубина 3098 м), вскрывших песчано-глинистые кайнозойские отложения. Фундамент впадин имеет блочное строение и в некоторых местах вскрывается скважинами на глубине 1808 м (Твороговская скважина) — 2855 м (Истокская скважина Р—1). В других местах фундамент опущен значительно глубже и скважинами не вскрывается.

Из Истокской скважины Р—5 с глубины 2859—2906 м из песчаников миоцена поступала самоизливом вода с температурой 75°, из интервала опробования 2255—2271 м — с температурой 65° (табл. 33). Дебит при самоизливе из каждого интервала достигал 2,2—2,7 л/сек. По составу вода пресная, метаново-азотная гидрокарбонатно-хлоридно-натриевая. Наименьшей была минерализация (0,24 г/л) воды, полученной из песков миоцена с глубины 2391—2422 м (Истокская скважина Р—4). По составу вода азотная гидрокарбонатно-натриевая; дебит — до 6 л/сек.

В Истокской скважине Р—3 из тех же миоценовых песчаников с глубины 2920—2925 м была получена самоизливом метановая хлоридно-натриево-кальциевая вода с минерализацией 3,1 г/л и дебитом 1,3 л/сек. Температура на глубине пласта достигала 99°, а на изливе была равной 50°. Это наиболее минерализованная вода, вскрытая скважинами не только в Селенгинской, но и в других впадинах Байкальской зоны.

Характеристика термальных источников Байкальской складчатой системы *

Источник	Дебит, л/сек	Темпера- тура, °С	Минера- лизация, г/л	рН	Химический состав						Характерные компоненты, мг/л
					Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl	
					мг/л; % экв						
Котельниковский	20,0	62,0	0,201	7,4	55,005	0,382	5,156	97,6	31,07	12,34	F — 18,0
					88,90	1,20	9,90	61,66	24,93	13,40	H ₂ SiO ₃ — 80,27 Li — 0,33
Хакусский	40—46	46,0	0,313	7,4	76,86	1,420	15,87	73,2	133,9	9,504	H ₂ SiO ₃ — 39,3
					78,65	2,75	18,60	28,18	65,48	6,34	Li — 0,033 (?)
Иркана	10,4	37,7	0,397	—	102,4	Следы	21,6	47,6	194,5	29,50	H ₂ SiO ₃ — 23,0
					78,60		21,4	13,76	71,52	14,68	
Могойский	70,0	82,9	0,36	—	98,80	1,70	6,01	198,0	50,55	6,80	H ₂ SiO ₃ — 112,0
					90,72	2,95	6,53	73,84	22,15	4,07	Li — 0,11
Баунтовский	14,0	54,0	0,352	8,4	99,59	1,70	5,01	140,3	74,8	30,6	H ₂ SiO ₃ — 65,0
					91,74	2,97	5,29	48,73	33,05	18,22	F — 5,6
Сейюйский	5,2 (?)	52,0—55,0	0,290	7,8	86,377	7,310	3,472	121,9	70,37	15,12	Li — 0,086
					92,96	2,71	4,33	52,61	37,71	10,61	F — 16,00
Горячинский	23,0	54,0	0,564	8,3	146,125	2,293	29,11	54,9	318,3	13,57	H ₂ SiO ₃ — 83,0
					79,25	2,39	18,36	11,38	83,78	4,84	F — 2,6 Li — 0,42
Энгорбойский	10	42	0,93	7,0 (?)	273,05	2,299	25,16	118,9	441,5	57,59	H ₂ SiO ₃ — 34,0
					89,04	1,43	9,63	14,81	69,71	12,36	
Аллинский	Σ10,0	74	0,335	7,8	93,52	1,256	9,176	109,7	106,4	14,81	
					87,63	2,27	10,1	41,91	48,37	9,22	

* Таблица составлена по данным Бурятского геологического управления и Института земной коры СО АН СССР.

Таблица 33

Характеристика термальных вод Байкальской складчатой системы и ее межгорных впадин по данным скважин *

Скважина	Интервал опробования в м и возраст водовмещающих пород	Пьезометрический уровень, м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта (в скобках — на изливе), °С	Минерализация, г/л	pH	Химический состав						Преобладающие газы
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl	
							мг/л; % экв						
Тункинская	834—864 N ₁	—	8,0	43,0—43,8 (40,0)	1,197	7,8	307,8	5,897	28,77	750,3	6,40	97,61	CH ₄ —N ₂
			Фонтан				87,33	3,19	9,48	81,01	0,87	18,12	
Сухая Загаза	150 N	—	1,3	(27,5)	0,631	7,6	184,8	1,638	10,85	373,3	2,058	60,77	CH ₄ —N ₂
			Фонтан				92,19	1,56	6,25	79,70	0,50	19,80	
Питателевская	249—378 Pt	5,2	2,2	74,8 (68)	1,7—1,8	8,0	437,7	1,22	100,2	48,82	912,7	150,7	N ₂
			Фонтан				78,7	0,4	21,5	3,3	78,8	18,4	
Твороговская	1635—1650 N	15,0	1,3		1,304	—	434,74	Сл.	211,28	1226,5	32,09	13,475	—
			25,0				87,95		12,05	97,04	1,78	0,98	
Истокская	2255—2271 N ₁	—	2,7	93 (65)	0,531	7,4	211,899	Сл.	5,865	378,0	4,525	11,901	CH ₄
			Фонтан				95,58		3,40	64,396	0,976	32,628	

* Таблица составлена по данным Бурятского геологического управления и нефтегазодочных организаций.

По данным термозамеров в Истокских скважинах С. В. Лысак (1964) определила геотермический градиент для неогеновой осадочной толщи Селенгинской впадины от $2,4^{\circ}$ до $3^{\circ}/100$ м.

Следующей крупной впадиной описываемого района является *Баргузинская*, вытянутая вдоль долины р. Баргузин. В центре ее в 9 км юго-западнее с. Моготой была пробурена скважина глубиной 1414 м. Она вскрыла глины и песчаники верхнего плиоцена. На глубине 922 м температура достигала 22° , но какое время скважина выдерживалась в покое перед измерением температуры — неизвестно. Опробование водоносного глинистого песчаника в интервале 922—936 м показало ничтожную водоотдачу. Однако по данным одного опробования нельзя судить о водообильности пород, слагающих Баргузинскую впадину. Состав воды, полученной из указанной скважины, был гидрокарбонатно-натриевым, минерализация 0,3 г/л.

Вдали от впадин известно два термальных источника. В долине р. Эймнах, тяготея к молодому потухшему вулкану на севере Байкальской системы, выходит группа углекислых источников, температура которых колеблется от 12 до 32° , а минерализация — от 1 до 5 г/л. Состав воды гидрокарбонатно-натриево-магниевый и гидрокарбонатно-магниевонатриевый. Другой углекислый источник, Энгорбойский, также расположен в зоне молодых потухших вулканов и их лавовых покровов, но не на севере, а на юге Байкальской складчатой системы, на границе байкалитид и каледонид. Выходит источник в устьевой части р. Аршан недалеко от слияния ее с р. Джидой. Вода источника по составу сульфатно-натриевая, с минерализацией до 0,9 г/л и температурой $37—42^{\circ}$, дебит — до 10 л/сек (табл. 32).

Рядом с только что описанной областью располагается складчатая зона Восточных Саян, отделенная от Байкальской складчатой системы Тункинской впадиной. Здесь распространен иной тип термальных источников — преимущественно углекислые и углекисло-азотные термы. Это, по-видимому, связано с тем, что все термы Восточно-Саянской зоны группируются вокруг очагов недавнего вулканизма, в то время как термы Байкальской складчатой системы в подавляющем большинстве выходят вдали от этих очагов.

Среди термальных источников наиболее типичны Шумацкие и Ниловой Пустыни. Оба они тяготеют к району Тункинской впадины. Шумацкие углекислые источники выходят из известняков и доломитов протерозоя, и это сразу сказывается на составе воды. Она обогащается кальцием и магнием, которые начинают преобладать над натрием. В то же время при выходе терм из гнейсов и гранитов в их составе преобладающим остается ион натрия, как и в ранее описанных углекислых источниках Хойто-Гол, Изиг-Суг, а также в источниках Ниловой Пустыни. Анионный состав последнего необычен: в нем доминируют сульфаты (у Шумацких — гидрокарбонаты), что можно связать, по-видимому, с влиянием значительного количества сульфидов, рассеянных в крупнозернистых гранитах, из которых выходит источник. Минерализация воды здесь не превышает 1,2 г/л, температура доходит до $39—41^{\circ}$, дебит — до 7 л/сек.

К югу от Тункинских гольцов располагается *Тункинская впадина*, вытянутая в широтном направлении вдоль крупного разлома. Она служит своего рода тектоническим шарниром между Восточно-Саянской зоной и Байкальской. На их стыке происходит резкое изменение в простирании структур с северо-восточного на северо-западное. Этот район испытывал и испытывает наибольшие тектонические напряжения, о чем свидетельствуют частые землетрясения, достигающие порою 8—9-балльной силы, а также излияния четвертичных базальтовых лав, образующих значительные покровы. В самой впадине обнаружен потухший

вулкан, свидетельствующий о выжимании магмы по зоне глубокого разлома.

Впадина выполнена песками, песчаниками, глинами неогенового возраста, расслоенными пластами базальтовой лавы. Ложе впадины, по-видимому, разбито разломами, и фундамент залегает на различных глубинах. Тункинская скважина Р—1 возле с. Жемчуг вскрыла на глубине 1000 м граниты и углубилась в них на 26 м. Скважина Р—2 у д. Хура-Хобок при глубине 2117 м не вышла из неогеновых отложений. Первая скважина, по-видимому, задана в зоне разломов, по которой происходит подъем нагретых вод с глубины. Об этом свидетельствует высокая температура, обнаруженная на глубине 720—730 м ($38-39^{\circ}$), в то же время в скв. Р—2 такая температура отмечена на глубине только 1500 м. Это тем более необычно, если учесть, что в Тункинской впадине развита довольно мощная многолетнемерзлая зона (до 100 м). Водообильность скв. Р—1 высокая, в несколько раз выше, чем скв. Р—2: в первой самоизлив в интервале глубин 728—864 м достигал 6—8 л/сек, во второй — с глубины 1652—1909 м не превышал 0,6 л/сек.

В обеих скважинах минерализация воды не превышала 1 г/л, а преобладающий состав воды был азотным (в наиболее глубоких частях азотно-метановым), гидрокарбонатно-натриевым и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевым (см. табл. 33).

С. В. Лысак (1967) на основании данных температурных замеров в скважинах Тункинской впадины установила, что величина геотермического градиента изменяется от 2,8—3 до $6^{\circ}/100$ м и более (последняя величина характеризует зону разгрузки термальных вод).

Для области байкальской складчатости характерно почти повсеместное развитие пресных азотных термальных источников, несмотря на высокую температуру, достигающую в ряде случаев 80° . Как показали данные бурения в Баргузинской, Тункинской и Селенгинской впадинах, до глубины 2000 м также распространены пресные воды и только на глубине свыше 2900 м встречены воды с минерализацией 3,1 г/л (Селенгинская впадина).

Распространение пресных вод связано с характером слагающих район глубоко метаморфизованных и изверженных пород, продуктами разрушения которых заполнены межгорные впадины, а также с высокой тектонической подвижностью в неогене и четвертичном периоде (вплоть до современного периода), приводящей к усилению водообмена.

К северу и северо-востоку от оз. Байкал гидротермальная деятельность затухает, и в пределах Патомского нагорья нет ни одного термального источника. К северо-западу от Тункинской впадины наблюдается такое же явление, и в большей северо-западной части Восточных Саян термальных источников не обнаружено. К этой части тяготеет *Рыбинская впадина*, сходная по строению с ранее рассмотренной Минусинской впадиной, расположенной в зоне каледонид и отделенной от первой Восточным Саяном. Обе впадины были заложены в конце каледонского времени.

Рыбинская впадина, так же как и Минусинская, выполнена красными породами девона, терригенными угленосными толщами карбона и перми. В центральных частях впадины на них налегают отложения угленосной юры. В основании развиты эффузивы нижнего девона, глубина залегания которых не превышает 2,5—3,0 км. Впадина отделена крупными зонами разломов северо-западного направления от Восточного Саяна и Сибирской платформы.

Гидрогеотермические условия Рыбинской впадины очень слабо изучены. По данным опорной скважины, вскрывшей фундамент на глубине 1132 м, величина геотермического градиента составляет $2,5^{\circ}/100$ м. На глубине 1000 м по термограмме отмечена температура около 28° . Это

позволяет считать, что в геотермическом отношении Рыбинская впадина сходна с Минусинской.

Опробование глубоких водоносных горизонтов не проводилось, но судя по сходству условий геологического развития и типу отложений с Минусинской впадиной, термальные воды Рыбинской впадины, по-видимому, рассольные.

Термальные воды платформенных областей

Обширные равнинные пространства Советского Союза приурочены к платформенным областям и ограничивающим их краевым прогибам. Платформы разделяются на древние — докембрийские и относительно молодые — эппалеозойские. Осадочный чехол платформ сложен в основном либо породами мезо-кайнозоя, либо палеозоя, причем в последнем случае местами имеются крупные наложенные впадины второго порядка, выполненные отложениями мезо-кайнозоя, которые залегают на осадочных породах палеозоя. В ряде глубоких прогибов (таких, как Пачелмский) в основании осадочного чехла докембрийских платформ залегают рифейские вулканогенно-осадочные толщи.

К платформам приурочены самые крупные артезианские бассейны или системы бассейнов, содержащие массу термальных вод, нагретых до разных температур, различного состава и минерализации (рис. 14).

Термальные воды эппалеозойских платформ

К эппалеозойским платформам относятся Западно-Сибирская, Скифская и Туранская плиты.

Западно-Сибирская плита представляет собой эпигерцинскую платформу, погружение фундамента которой привело к накоплению песчаных и глинистых пород мезо-кайнозоя мощностью от сотен метров до 3—5 км и более. В строении складчатого основания вырисовываются несколько крупных впадин, выступов, поднятий и сводов. На юго-западе протягивается Тургайский прогиб, открывающийся на юг в пределы Туранской плиты и разделенный Кустанайской седловиной на две части: северную и южную. В пределах Кустанайской седловины фундамент залегает на глубине 100—200 м, в районе Тюмени — на глубине 2000 м.

На юге и юго-востоке Западно-Сибирской плиты располагаются обширные Иртышская и Чулымская впадины, фундамент которых в центральных частях опущен до глубин 2700—3100 м. Центральную часть Западно-Сибирской плиты занимает Ханты-Мансийская впадина, фундамент которой опущен до 3000—3500 м. На севере и северо-востоке плиты расположены наиболее глубокие впадины, в пределах которых фундамент погружен до 4—5 км и более. Самыми крупными являются Надымская, Обь-Тазовская (между Обской и Тазовской губами) и наиболее глубокая Усть-Енисейская, фундамент которой опущен в центральной части до 5—6 км и более. На северо-востоке Усть-Енисейская впадина отделена от Хатангской пережимом Гарбито-Янгодского и Дудыптинского поднятий, в пределах которых фундамент приподнят до глубин 1500—2000 м (Проводников, 1963).

Из числа поднятий, выступов и сводов Западно-Сибирской плиты следует отметить на западе Туринский выступ и Северо-Сосьвинский свод, оконтуриваемые изогипсой 1500 м. К западу от свода располагается довольно узкая, вытянутая в меридиональном направлении Ляпинская впадина, фундамент которой погружен до 2000 м. В центральных частях плиты отмечается система Обь-Иртышских и Обь-Енисейских поднятий и сводов; среди них наиболее крупные — Сургутский,

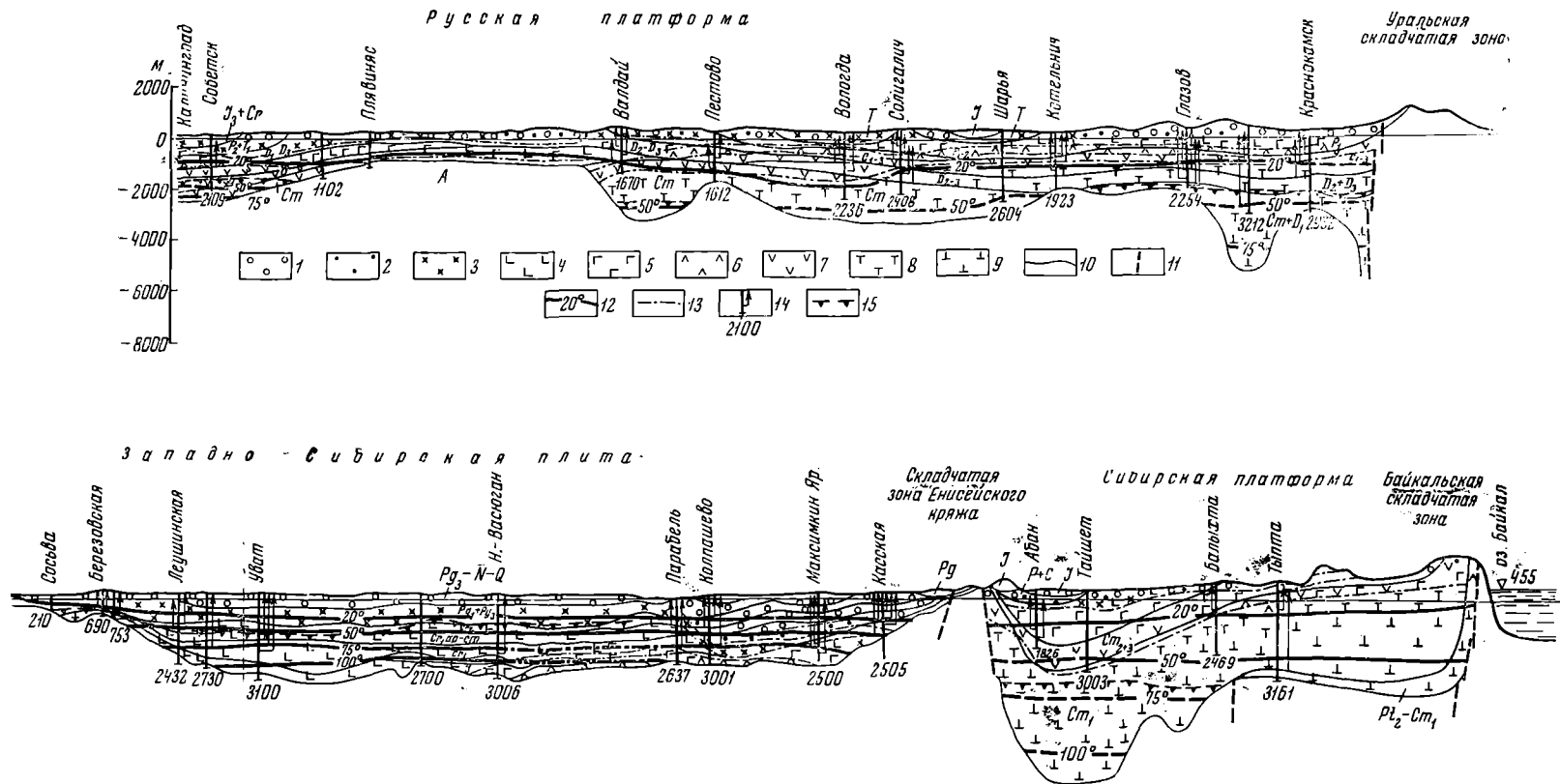


Рис. 14. Гидрогеотермический разрез через Русскую, Западно-Сибирскую и Сибирскую платформы (составил Б. Ф. Маврицкий)

Минерализация воды в г/л: 1 — менее 1; 2 — 1—3; 3 — 3—10; 4 — 10—35; 5 — 35—50; 6 — 50—100; 7 — 100—200; 8 — 200—300; 9 — 300—500; 10 — стратиграфические границы; 11 — разломы; 12 — изотермы; 13 — границы зон минерализации; 14 — скважина; внизу — глубина, стрелка — напор воды; 15 — верхняя граница развития метановых вод

Бартовский, Демьянский, Верхнеказымский, Верхнетазовский и др. На крайнем севере плиты вырисовывается Ямальский свод.

В западной и юго-западной части плиты фундамент осложнен системой узких грабенообразных впадин, вытянутых в субмеридиональном направлении. На северо-востоке в Усть-Енисейской впадине также отмечены грабены. Выполнены они дислоцированными терригенными угленосными породами триаса и нижней юры с пластовыми интрузиями в нижней части разреза. На породы доюрского фундамента, перекрывая грабенообразные впадины, ложатся с угловым несогласием и разрывом терригенные слабодислоцированные мезо-кайнозойские отложения. Нижние горизонты их, облекая неровности фундамента, местами наклонены под углом до $5-10^\circ$, редко более. Наклон слоев верхних горизонтов исчисляется минутами; слои образуют системы пологих куполовидных поднятий.

Верхняя часть мезо-кайнозойской толщи (до валанжина и готерива) сложена переслаивающимися глинами (местами опоковидными), песками и алевролитами, местами сцементированными до слабых песчаников и алевролитов. Нижняя часть разреза представлена в основном переслаиванием плотных глин, аргиллитов, песчаников и алевролитов валанжина и юры, причем средне- и нижнеюрские отложения содержат углистые прослойки.

К отложениям мезо-кайнозоя приурочен ряд водоносных горизонтов и комплексов, в целом объединенных в крупную водонапорную систему Западно-Сибирского артезианского бассейна. Как показали исследования, проведенные Лабораторией гидрогеологических проблем АН СССР, ВСЕГЕИ, ВСЕГИНГЕО, ВНИГРИ, ЗапСибНИИГНИ, Главным тюменским геологическим управлением, Новосибирским геологическим управлением и другими организациями, этот бассейн разделен глинистой толщей верхнего мела и палеоцен-нижнего олигоцена мощностью 500—800 м и более на два гидрогеологических этажа: верхний — кайнозойский и нижний — мезозойский. К последнему приурочена основная масса термальных вод. Кровля нижнего этажа погружается от обрамления к центральному району бассейна и на большей его территории залегает на глубине от 700—800 до 1100—1200 м. Движение подземных вод в нижних водоносных комплексах направлено от главных областей питания, расположенных на юге и юго-востоке Западно-Сибирского артезианского бассейна, на север и северо-запад — к областям стока.

Климатические особенности описываемого района таковы, что к северу от широтного участка р. Оби распространена сплошная толща многолетнемерзлых пород, мощность которой на севере достигает до 300—400 м. Это обстоятельство накладывает свой отпечаток на геотермические условия Западно-Сибирского артезианского бассейна, значительно понижая на севере глубину залегания поверхности термальных вод.

Проведенные Новосибирским и Тюменским геологическими управлениями, экспедицией Главсевморпути и другими организациями температурные замеры в глубоких нефтеразведочных скважинах и скважинах колонкового бурения показали, что температура в толще мезо-кайнозойских пород изменяется от $-5,2^\circ$ (Усть-Порт) до $+142^\circ$ (Малый Атлым).

Величина геотермического градиента в среднем составляет $2,7-3^\circ/100$ м, увеличиваясь в отдельных районах до $3-4^\circ/100$ м и более.

При достижении скважинами плотных литифицированных пород фундамента величина геотермического градиента резко уменьшается до $1,6-1,7^\circ/100$ м, что характерно для геотермических условий районов, сложенных палеозойскими литифицированными породами.

Высокотемпературная зона (100° и выше) приурочена к центральным, наиболее погруженным частям Западно-Сибирской плиты и почти нигде не поднимается выше изогипсы с абсолютной отметкой — 2500 м.

Наиболее прогретая зона с температурой от 125° и более прослеживается на глубинах 3000 м, а в северной части бассейна — 3500—3700 м.

Граница распространения термальных вод по изотерме 20° проходит на юге по линии Курган — Петропавловск — Павлодар — Кулунда — Чулым — несколько севернее Томска — Мариинск. На севере термальные воды встречаются до Карского побережья. На западе граница их проходит от Кургана западнее Туринска, Березова, восточнее Салехарда; на востоке — от Александровского шлюза через Келлог на Усть-Порт.

Основная масса термальных вод, как уже отмечалось, приурочена к водоносным комплексам мезозоя, среди которых основными являются водоносные комплексы апт-сеномана, неокома и юры. Мощность нижне- и среднеюрского водоносного комплекса колеблется от 100 до 700 м в центральных районах и до 1000—1500 м в Усть-Енисейской впадине; мощность валанжин-готерив-барремского комплекса составляет от 500 до 1000 м, редко более, и апт-сеноманского — от 200 до 800—1000 м. Между неокомским и юрским водоносными комплексами залегает глинистая водоупорная толща верхней юры мощностью до 200—300 м. В приуральской части бассейна она замещается песчаными слоями и становится водоносной. Такая особенность отмечается и в приенисейской части бассейна. Между готерив-барремским и апт-сеноманским водоносными комплексами такой выдержанной глинистой толщи нет.

Следует отметить, что в центральной части бассейна и на севере его к водоносным комплексам юры и неокома приурочены нефтяные и газовые месторождения, а также месторождения йодных вод.

Наиболее широко развит водоносный комплекс отложений апт-альб-сеномана (покурская свита и ее аналоги), сложенный из неравномерно чередующихся алевроитов, песков, песчаников, алевролитов и глин. Глубина залегания кровли колеблется от 150 до 1300 м, причем на юго-востоке в южной части Чулымского района с водоносными породами апт-сеномана контактируют водоносные породы верхнего мела.

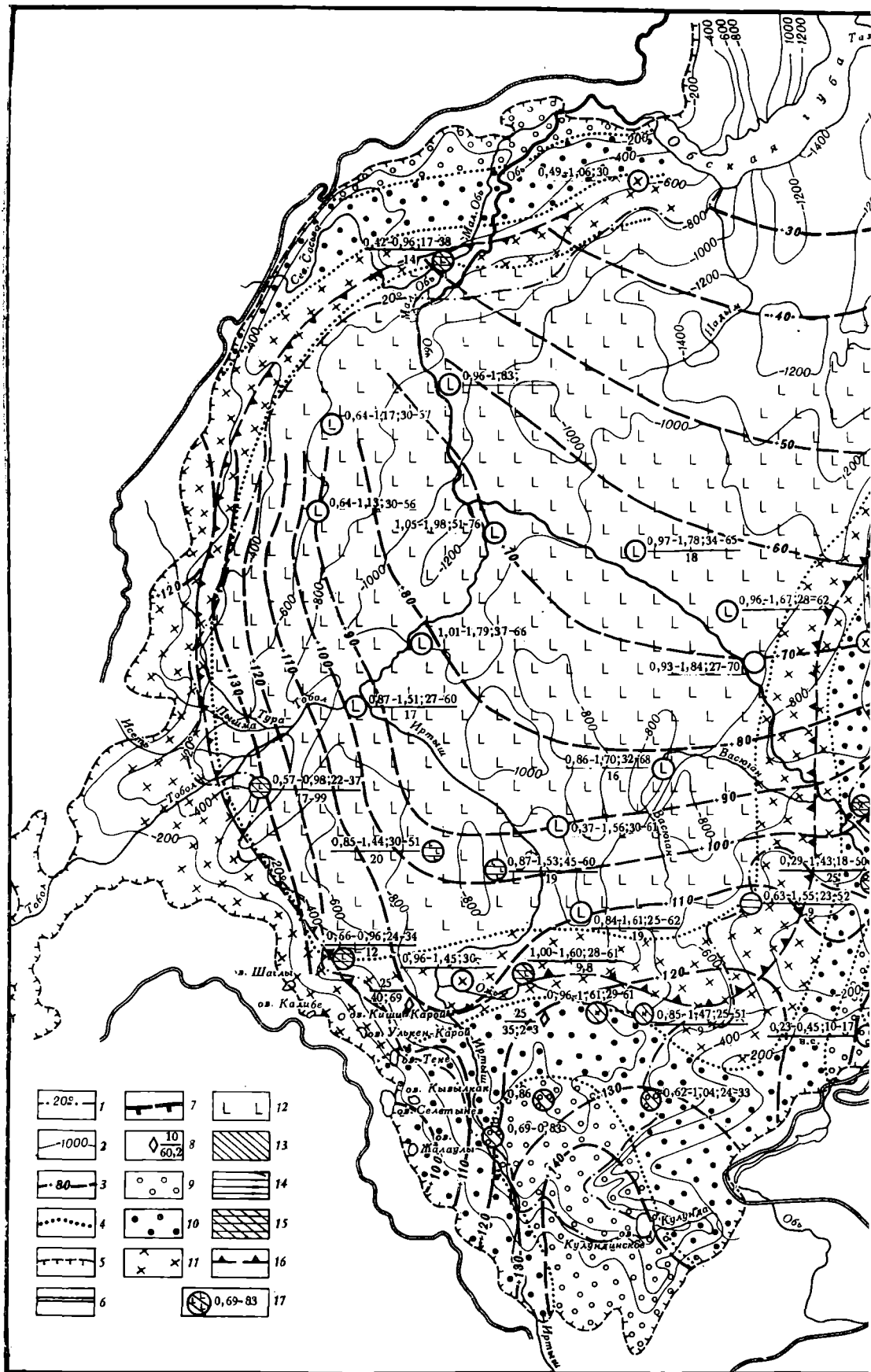
Температура воды из водоносного комплекса апт-сеномана на глубине пласта колеблется от 20 до 60°, редко более. В Татарском, Омском и Купинском районах на самоизливе она достигает 30—43°. Напоры вод на большей площади бассейна превышают поверхность земли на 20—40 м. Расходы скважин различны и при самоизливе достигают 10—25 л/сек (скважины Карасука, Купино, Татарска, Омска).

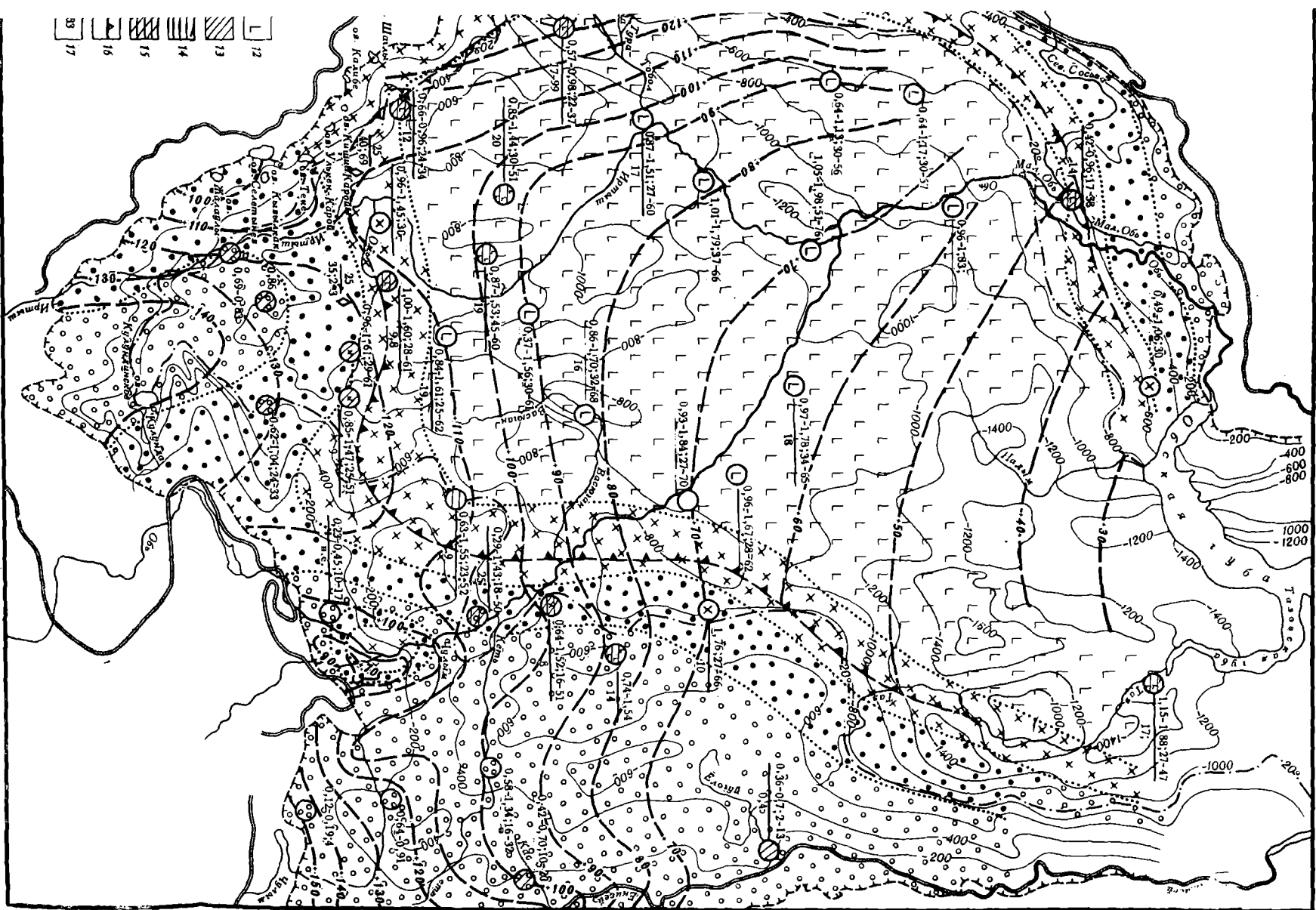
На юге в Иртышском районе непосредственно над водоносным комплексом апт-сеномана залегает водоносный песчаный горизонт из отложений коньяк-сантона (ипатовская пачка) мощностью до 90—100 м, температура вод здесь доходит до 30°, а расход при самоизливе до 2—5 л/сек.

В Приуральском районе самоизлив скважин также значителен и близок к расходам в Иртышском районе (скважины Луговая, Мальцево, Викулово, Челноковка). В отдельных случаях он превышает 50 л/сек (Туринск), но такой расход не типичен (аномален) для апт-сеноманского водоносного комплекса.

В Чулымском районе расходы термальной воды до 10 л/сек были получены в Колпашевской зоне. В центральных районах бассейна в ряде мест расход также значителен, не менее 10 л/сек (Тара), но в других местах он может быть гораздо меньше. Здесь единый водоносный комплекс разъединен глинами хантымансийской свиты на две водоносные толщи, что следует учитывать при бурении.

Минерализация термальных вод в апт-сеноманском водоносном комплексе изменяется от пресных в краевых частях бассейна (Купино, Ипатовская, Колпашево) до соленых в центральном районе (Викулово, Тара, Уват и др.). Максимальная минерализация достигает 20 г/л. Состав вод меняется от азотных гидрокарбонатно-сульфатно-натриевых до





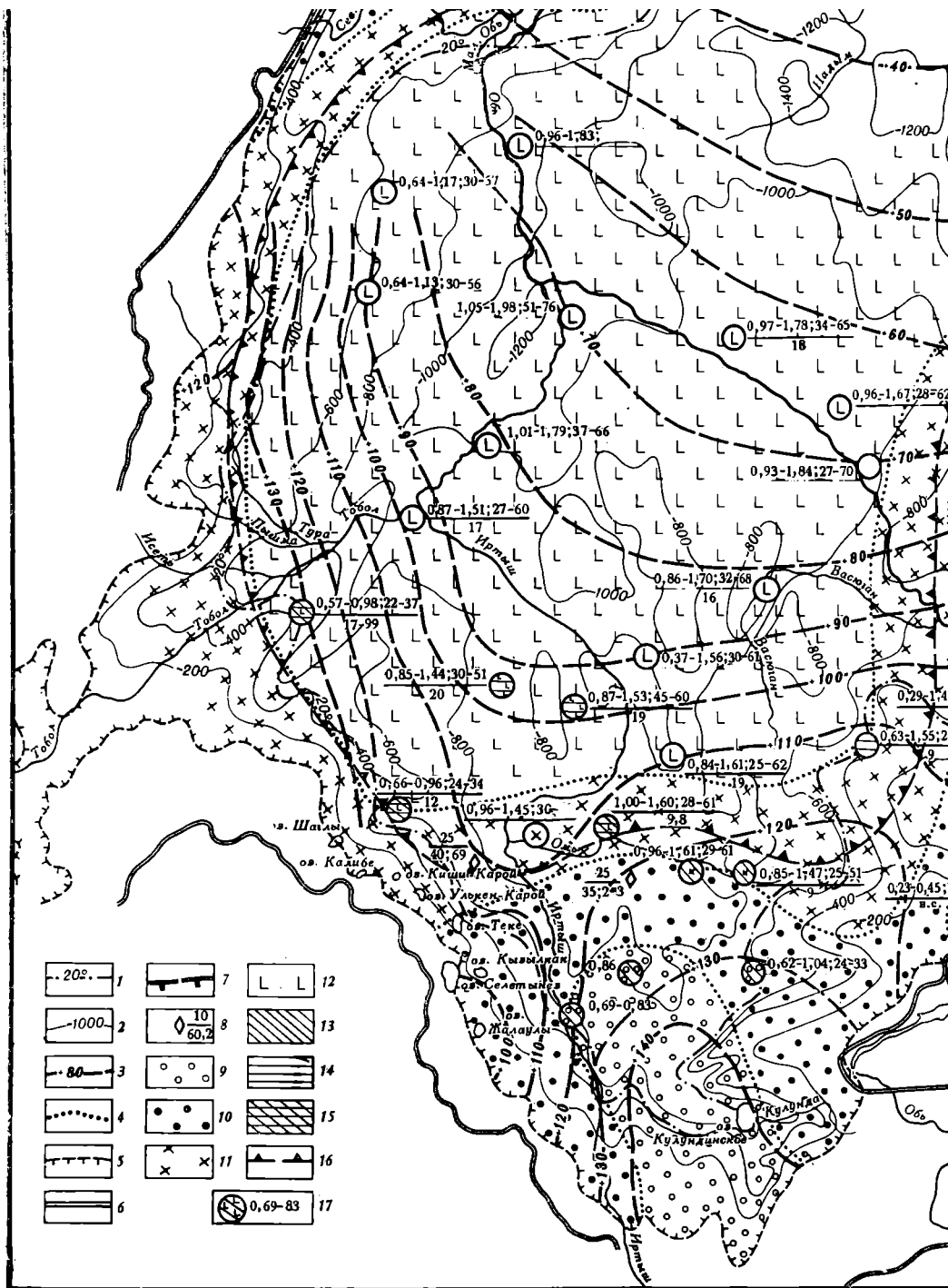
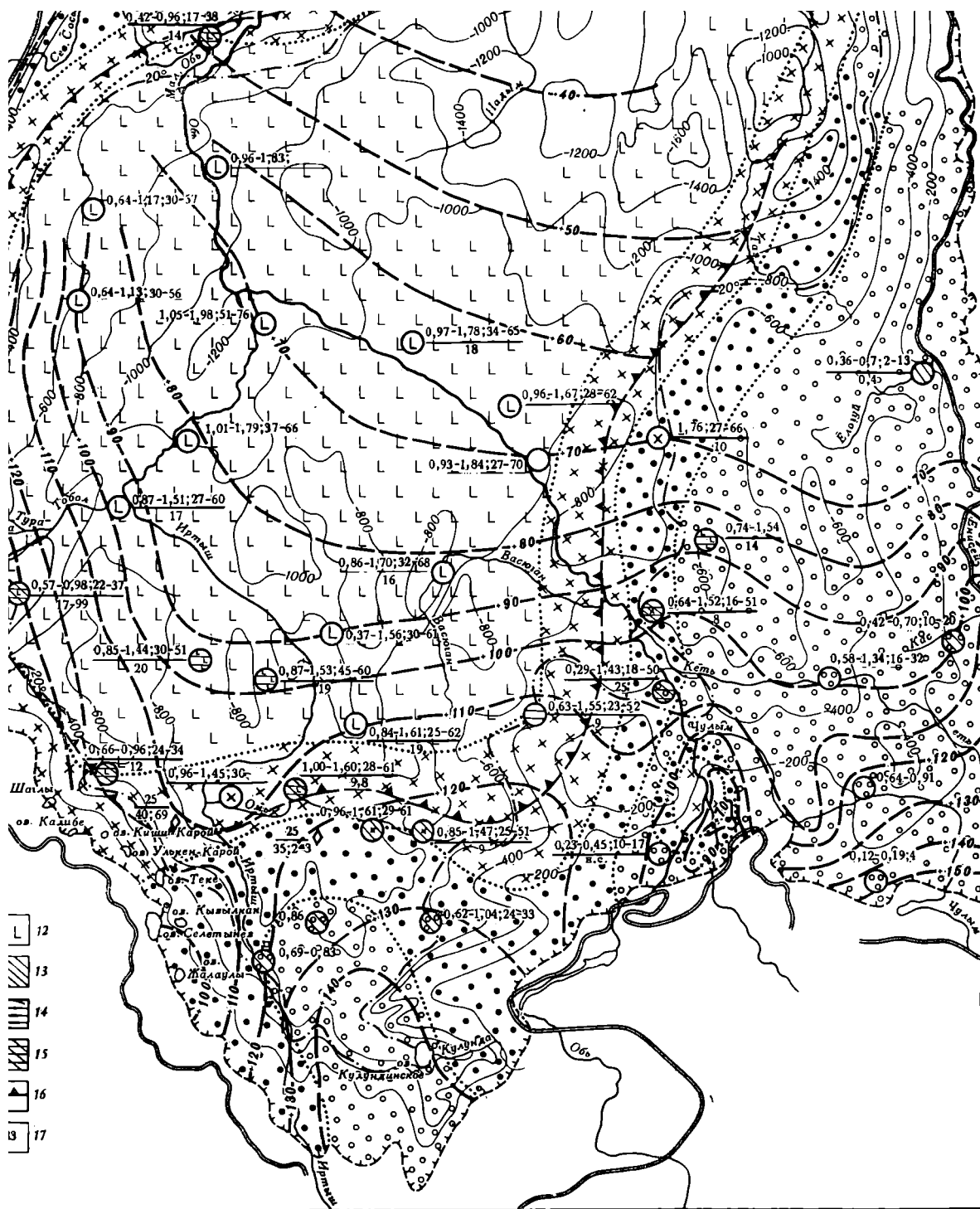


Рис. 15. Карта термальных вод, заключенных в водоносном комплексе апт-сеномана бассейна. Составлена по материалам ВСЕГИНГЕО (Б. Ф. Маврицкий), ЗапСибНИГНИ В. А. Нуднер, М. Я. Рудкевич) и Новосибирского геологического управления (А. А. Розин)

1 — изотермы по поверхности водоносного комплекса; 2 — стратозигипсы поверхности отложений водоносного комплекса; 3 — пьезозигипсы; 4 — граница зон минерализации; 5 — геологические границы распространения водоносного комплекса; 6 — границы Западно-Сибирского артезианского бассейна; 7 — граница развития в основном глинистых отложений в готерив-барреме; 8 — прогнозные запасы термальных вод: числитель — дебит в л/сек, знаменатель — температура воды на изливе в °C; минерализация в г/л; 9 — до 1,

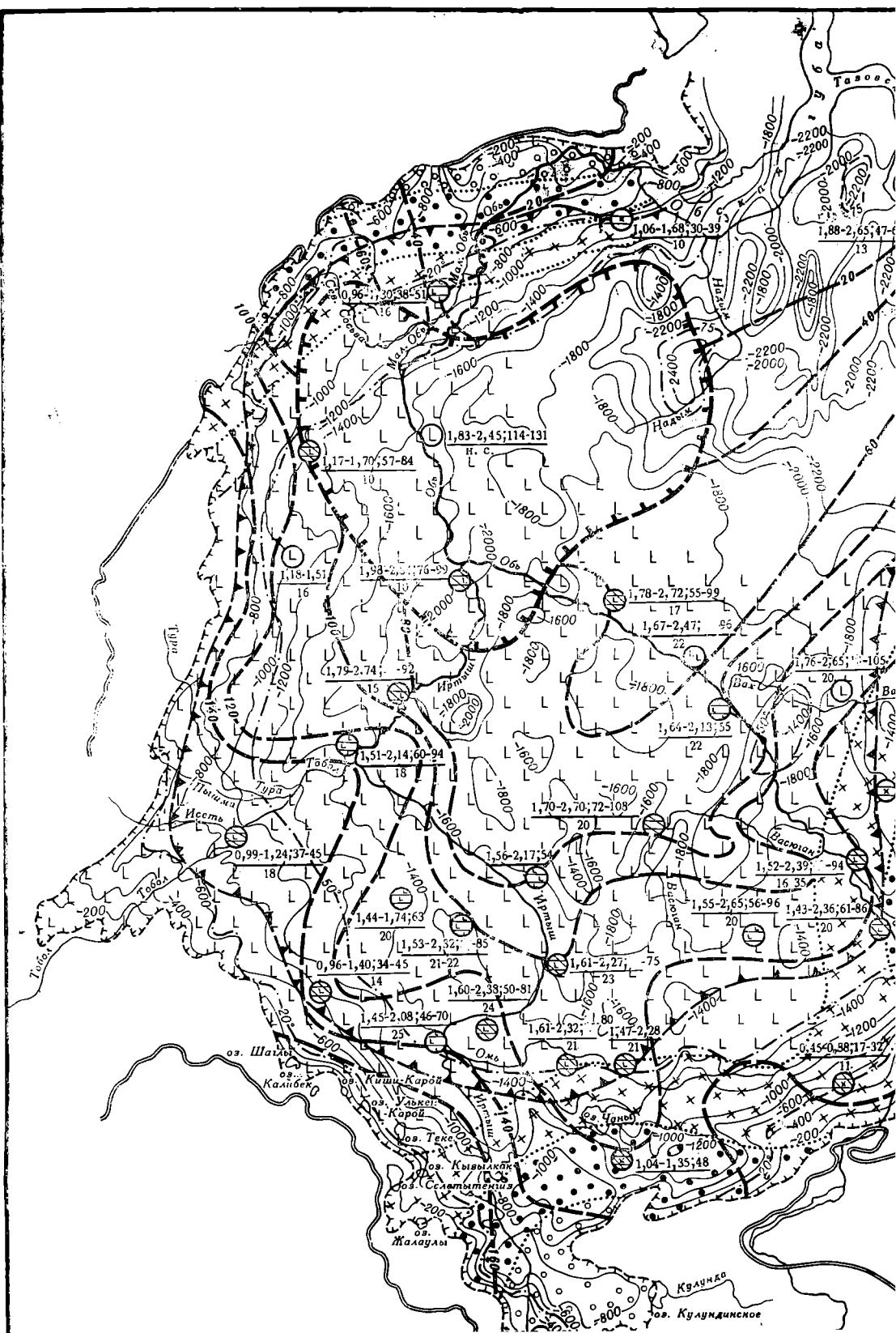
10 — 1—3, 11 — 3—10, 12 — вскрытых скважинами; 13 — метановый; 16 — контур ра вскрывшие термальные вод; глубина до кровли и подош ратура на кровле и подош четный дебит при пониже в л/сек (при отсутствии дан

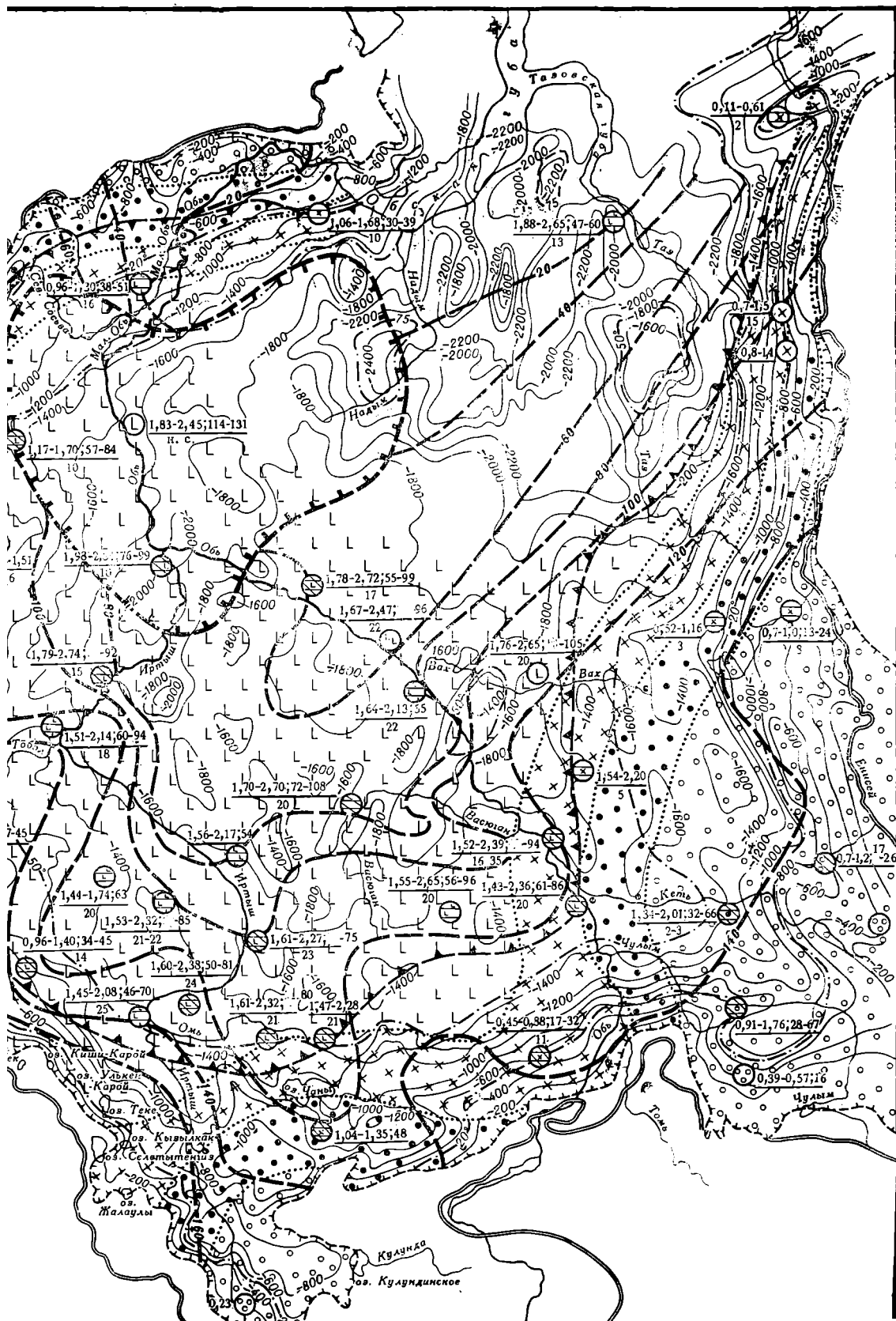


ных вод, заключенных в водоносном комплексе апт-сеномана Западно-Сибирского артезианского бассейна. Материалы ВСЕГИНГЕО (Б. Ф. Маврицкий), ЗапСибНИГНИ (Г. П. Богомяков, А. Д. Лобачев, В. В. Зевин) и Новосибирского геологического управления (А. А. Розин)

1 — границы водоносного комплекса; 2 — стратиграфические границы водоносного комплекса; 3 — пьезон минерализации; 4 — геологические границы водоносного комплекса; 5 — границы Западно-Сибирского бассейна; 6 — граница развития в кений в готерив-барреме; 7 — прогнозные границы — дебит в л/сек, знаменатель — температура в °C; минерализация в г/л; 9 — до 1,

10 — 1—3, 11 — 3—10, 12 — 10—35; газовый состав термальных вод, вскрытых скважинами: 13 — азотный, 14 — метановый, 15 — азотно-метановый; 16 — контур развития метановых вод; 17 — скважины, вскрывшие термальные воды в водоносном комплексе: числитель — глубина до кровли и подошвы водоносного комплекса в км, температура на кровле и подошве комплекса в °C; знаменатель — расчетный дебит при понижении на 100 м ниже поверхности земли в л/сек (при отсутствии данных сделан прочерк)





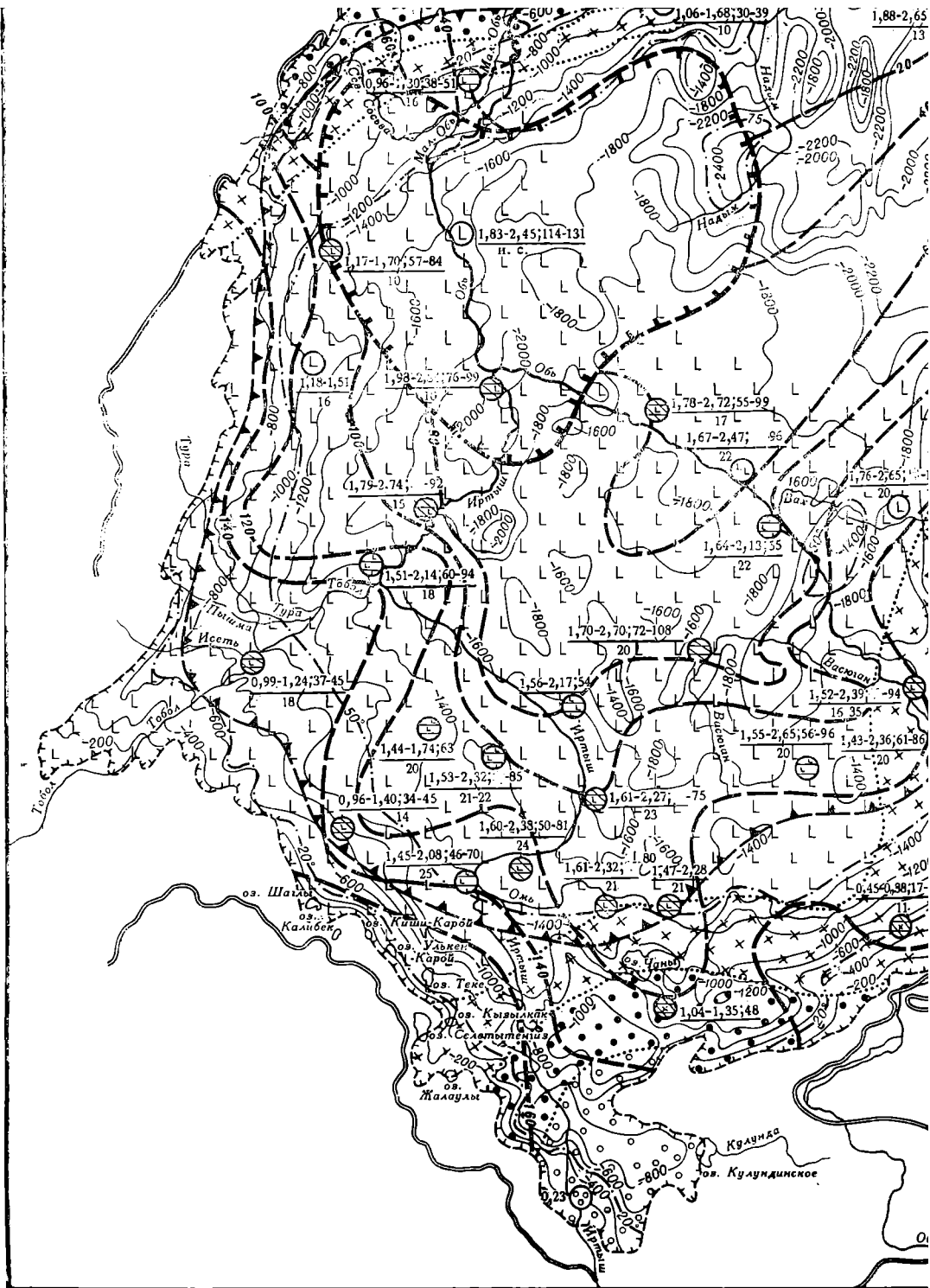


Рис. 16. Карта термальных вод, заключенных в водоносном комплексе неокома Западно-Сейна. Составлена по материалам ВСЕГИНГЕО (Б. Ф. Маврицкий), ЗапСибНИГНИ (Г. В. А. Нуднер, М. Я. Рудкевич) и Новосибирского геологического управления (А.

метановых хлоридно-натриевых. Соленые воды содержат 50—80 мг/л брома и 10—20 мг/л йода (рис. 15; табл. 34).

Водоносный комплекс валанжина и готерив-баррема сложен переслаивающейся толщей алевролитов, песчаников, глин и аргиллитов. В центральной части бассейна к западу и северо-западу от Ханты-Мансийска комплекс в основном представлен глинами и становится вновь водоносным в Приуральском районе. Глубина залегания кровли комплекса изменяется от 200 м на периферии до 1800 м в центральных частях бассейна. Температура термальных вод в пластовых условиях изменяется от 20 до 95°. Наибольшие температуры (75—95°) на глубине отмечены в Среднем Приобье и Иртыш-Тобольском междуречье. В Приуральском районе температура понижается до 25—50°, а в Приенисейском — воды в основном холодные (в скв. Р—2 в Усть-Порте температура воды при самоизливе 13°). В центральном районе температура воды в ряде скважин при длительном самоизливе достигает 65—70° и более (Тобольск, Колпашево) (рис. 16).

В рассматриваемом водоносном комплексе воды имеют избыточные напоры от 10 до 60 м. Дебиты скважин при самоизливе колеблются от 5 до 30 л/сек (Ипатово, Колпашево, Яр, Кузнецово, Тобольск, Сургут, Омск, Усть-Порт). В ряде скважин дебиты незначительны, особенно в Ханты-Мансийском районе.

Минерализация воды в верхней части комплекса обычно составляет 15—20 г/л в центральном районе (Тобольск, Сургут и ряд других мест), а в Омске увеличивается до максимума — 24 г/л. В нижней (валанжинской) части комплекса в среднем Приобье она увеличивается до 30—55 г/л. Состав вод всюду метановый, хлоридно-натриевый, содержится бром — от 30 до 100 мг/л и йод — от 10 до 25 мг/л.

К периферии Западно-Сибирского артезианского бассейна минерализация термальных вод уменьшается, и в Чулымском районе (Колпашево, Тегульдэт) и на юго-востоке Иртышского района (Ипатово) воды становятся пресными или слабосоленоватыми гидрокарбонатно-натриевыми и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевыми.

Мощность водоносного комплекса нижней и средней юры изменяется — от 100 до 700 м — в зависимости от неровностей фундамента, на котором он залегает. В Усть-Енисейской впадине, где фундамент опущен на наибольшую глубину (до 5—6 км), она возрастает до 1000—1500 м. На северо-западе бассейна к этому комплексу присоединяются водоносные породы верхней юры (вогулкинская свита). Комплекс сложен из неравномерно чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. Коллекторские свойства пород в этом комплексе значительно хуже, чем у лежащих выше. В центральном районе Западно-Сибирского артезианского бассейна породы этого комплекса вскрываются на глубине 2300—2500 м, а на юге Чулымского и на северо-западе Приуральского района выходят на поверхность.

Температура в пределах водоносных пластов центрального района, по данным термокаротажа, достигает 100—120° (Омск, Большеречье), а близ фундамента доходит до 130—140° (Атлым, Колпашево). К периферии бассейна она уменьшается до 50—85° (Приуралье, Чулымский район) (рис. 17).

В Чулымском районе и Приуралье воды юрского водоносного комплекса, как правило, имеют избыточный напор, на 10—60 м превышающий поверхность земли. В центральных районах самоизлив скважин встречается реже. Дебиты скважин невелики — до 4—6 л/сек (Омск, Шаим, Березовский район), чаще бывают значительно меньше.

Минерализация воды достигает наибольшей величины в центральном районе — в Среднем Приобье, где она колеблется от 50 до 56 г/л (Назино, Васюган, Усть-Силга); максимальная минерализация (80 г/л)

Характеристика термальных вод Западно-Сибирского артезианского бассейна *

Скважина	Интервал опробования, м	Пьезометрический уровень (со зна- ком ми- нус — ни- же по- верхности земли, без эпика — выше), м	Дебит, л/сек Пониже- ние, м	Температура на глубине пласта (в скобках — на изливе), °С	Минерали- зация, г/л	рН	Химический состав**						Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl	
							мг/л; % экв						
Водоносный комплекс апт-альб-сеномана (покурская свита)													
Тазовская, Тю- менская обл. (по группе сква- жин)	1128—1280	—27 (?)	—	26—30	16—19	7,4	5806— 7057 95,0	83—111	107—118	1257— 1266 7—8	4,11 —	8652— 10638 92—93	Br —40—50 I —11—22
Березовская, Тюменская обл.	827—830	17,0	0,54 77,0	31,0	14,8	7,5	5254,8 89,6	75,5 2,4	400,0 7,9	140,0 1,0	4,0 —	8947,0 99,0	Br —51,0 I —15,0
Заводоуковская	922—941	8	0,3 (?) 45,0 (?)	33	15,9	6,8	4788— 5704 84—87 5470,0 86,4	116—148 3—4	426—646 10—11	73—207 1—5	1—4 —	8315— 9920 95—99 9562,0 98,0	Br —35—49 I —7—9 Br —16,0 I —5,0
Мегйонская	Глубина за- легания кров- ли и подош- вы 960—1672	—	—	Температура на кровле и подошве комплекса 45—63	15,7	—	119,0 3,6	554,0 10,0	164,0 2,0	6,0 —	—	9562,0 98,0	Br —16,0 I —5,0
Туринская	465—467	46,0	—	30,5	10,8	—	3837,0 89,8	86,0 3,8	236,0 6,2	205,1 1,8	18,0 0,2	6453,0 98,0	Br —33—60 I —10—11
	678—683	38,0	3,67 38	40,0	14,3	7,0	5077,0 89,4	93,0 3,0	370,0 7,5	221,4 1,50		8623,2 98,5	Br —45,0 I —7,6
Ларьякская	1100—1110	20,0	0,6 (?) 20,0	31	2,0	7,6	758,1 98,0	2,2 0,6	9,7 1,4	686,2 33,4	2,0 0,12	764,0 64,0	Br —2,0
Ново-Васюган- ская	1433—1450	—	—	56	16,0	7,4	5587,0 87,0	95,0 3,0	568,0 10,0	220,0 1,0	—	9763,0 99,0	Br —43 I —11

Колпащевская	929—944	60,0	$\frac{13,7}{60}$	(27)	1,0	8,4	262,4 97,6	Сл.	5,4 2,4	564,4 83,0	Сл.	71,0 17,0	Br — 1,0
Викуловская	1324—1327	38,0	$\frac{1,0}{38}$	64 (?)	19,4	7,6	6908,0 89,6	128,8 3,0	434,0 6,4	274,0 1,3	1,0 —	11677,0 98,4	Br — 61 I — 14
Омская	1350—1480	21,0	$\frac{\sim 15}{19,0}$	(40)	9,6	7,7	3476,0 91,3	55,0 2,7	181,0 5,4	292,0 3,0	8,0 —	5703,0 97,0	Br — 27,0 I — 3,0
Рявкпнская	885—890	—22	$\frac{0,8}{24,0}$	27	13,0	7,6	4403,0 88,1	95,0 3,5	342,0 7,8	174— 213,0 1,6	12,0 0,1	7558,0 96,4	Br — 41,0 I — 6,0
Казахская ССР, с/х «Преснов- ский»	493—576	29,0	$\frac{7,2}{38,5}$	$\frac{35,0}{(21,2?)}$	0,9	8,4	285,2 95,4	5,0 3,1	2,4 1,5	390,4 50,8	153,6 24,6	113,6 24,6	—
Павлодарская	884—905	5,0	$\frac{0,8}{\text{Самоизлив}}$	33,0	1,3	8,0	212,2 92,0	5,0 4,0	8,3 4,0	372,2 63,0	72,5 15,5	75,2 21,5	—

Водоносный комплекс неокома

Тазовская разведочная площадь	2205—2593	—7 (?)	—	64—66	11—13,9	$\frac{6,6}{6,7}$	3623— 4347 78—80	12,2—13,4	691—1026	110—134	14,81	6785— 8464 94—99	Br — 38—39 I — 15—16
Березовская	1138—1148	23,0	—	45,0	15,9	7,2	5555,2 88,4	72,7 2,1	490,8 9,5	128,0 0,8	3,0 —	9569,0 99,2	Br — 57,0 I — 15,0
Мулымьинская	1620—1670 Crnc + Pz	50,0	$\frac{4,0}{50}$	60—75	16,0	7,6	5729,0 93,2	52,1 1,6	281,0 5,2	732,0 4,2	5,76 —	9053,0 95,8	Br — 57,0 I — 17,0 HBO ₃ —109,8 H ₂ SiO ₃ —26,0
Уватская	2141—2151	21,0	$\frac{0,5}{21,0}$	73	14,3	7,1	5596,0 94,8	48,7 1,6	186,3 3,6	558,0 3,8	6,0 —	8168,0 96,1	Br — 84,0
Тобольская	1607—1783	60,0	$\frac{10,0}{60,0}$	73 (62)	16,7	6,6	6152,7 94,0	45,4 1,3	263,8 5,6	488,8 2,8	4,0 —	9805,0 97,2	Br — 62,0

Таблица 34 (окончание)

Скважина	Интервал опробования, м	Пьезомет- рический уровень (со зна- ком ми- нус — ни- же по- верхности земли, без знака — выше), м	Дебит, л/сек Пониже- ние, м	Температура на глубине пласта (в скобках — на изливе), °С	Минера- лизация, г/л	рН	Химический состав**						Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl	
							мг/л; % экв						
Сургутская	2100—2115	26,0	$\frac{3,8}{28,0}$	64 (47)	17,5	—	6485,0 94,3	39,0 1,2	275,0 4,5	280,0 1,5	5,0 —	10437,0 98,5	Br — 77,0
Мегионская (группа сква- жин)	1672—2467	—	—	90	18—25	—	6264— 7853	106,5— 114,0	1065— 1908	85— 354	4,0	12661— 15249	Br — 68,0
							76—86	1	17—23	1	—	99—100	I — 18
Туринская	810—830	45	$\frac{10,0}{45,0}$	46	14,1	6,8	5006,0 91,1	71,0 2,2	375,0 6,7	219,6 1,5	4,0 —	8462,0 98,5	Br — 60,0 I — 9,6
Ларьякская	1684—1690 1730—1735	11	$\frac{1,0}{11,0}$	47	10,0	7,6	3559,7	25,5	369,6	262,3	6,3	6052,6	Br — 23,0
							88,2	1,2	10,6	2,6	0,08	97,8	I — 1,0
Тымская	2153—2161	12	$\frac{0,21}{10,0}$	—	5,0	8,4	1880,2	1,0	215,8	54,9	17,3	3218,9	Br — 17,0
							88,2	0,2	11,6	1,0	0,4	98,0	I — 1,0
Колпашевская	1502—1508	30	$\frac{2,3(?)}{30}$	68 (35)	1,9	7,2	560,0	2,0	14,0	286,0	2,0	725,3	Br — 2,0
	1808—1821	49	$\frac{4,0}{49,0}$	83	4,0	7,4	96,4 1154,6 92,8	0,8 Сл. —	2,8 81,0 7,2	18,9 68,4 2,8	— Сл.	80,8 1882,2 97,2	Br — 16,0 I — 7,0
Ново-Васюган- ская	2295—2310	10,0	$\frac{2,6}{10,0}$	98	21,0	6,4	5940,4	16,6	2136,0	195,3	5,3	12868,7	Br—54,0
			70,7				0,3	29,0	0,9	—	99,0	I—11,0 HBO ₂ —87,0	

Викуловская	1694—1718	23,5	0,35 (?) 23,5	(49)	20,0	7,4	7296,1 91,7	94,4 2,2	416,0 6,1	340,5 1,8	2,7	12024,8 98,2	Br — 60,0 I — 14,9
Омская	2100—2180 } 2520—2600 }	24	7,0 22,0	(66)	24,0	7,0	8259,0 86,4	218,4 4,3	773,5 9,3	213,0 0,8	10,0 —	14580,0 99,1	Br — 56,0 I — 10,0
Рявкинская	1188—1200	—24,0	1,17 30,0	49	18,0	7,0	6067,8 84,7	169,7 4,5	679,3 10,8	82,4 0,5	26,8 —	10988,2 99,4	Br — 52,5 I — 8,6
Ипатовская	1110—1120	21	6,7 21	(35)	1,9	7,7	601,4 97,8	1,2 0,4	10,0 1,8	680,0 41,8	198,3 15,4	368,0 38,8	—
Пихтовская	730—735	—	1,2 2,0	27	11,0	8,1	3759,0 86,2	114,8 5,0	336,0 8,8	353,0 2,0	Следы	6650,0 98,0	Br — 36,0 I — 2,0
Чулымская	1266—1271	22	0,7 7,0	40	0,3	8,4	89,9 88,0	2,8 5,2	6,0 6,8	217,5 92,0	9,0 4,2	6,2 3,8	—
Касская	870—910	12	3,12 Самоизлив	14	0,4	—	115,0 87,6	5,0 7,0	6,0 5,4	274,0 85,4	2,0 0,8	28,0 13,0	—
Елогуйская	855—870	—16	1,06 26,0	19	0,9	—	18,2 95,0	1,0 0,2	8,0 4,8	402,0 91,6	13,0 3,6	14,0 4,8	—
Кыксинская	1030—1038	—11	0,8 5,5	24,5	5,1	—	1796,1 89,6	31,7 3,0	124,0 7,1	109,8 2,0	57,6 1,4	2982,0 96,6	—

* Таблица составлена по данным ВСЕГЕИ, ВНИГРИ, ЗапСибНИГНИ, Новосибирского и Тюменского геологических управлений.

** Среди газов преобладает метан.

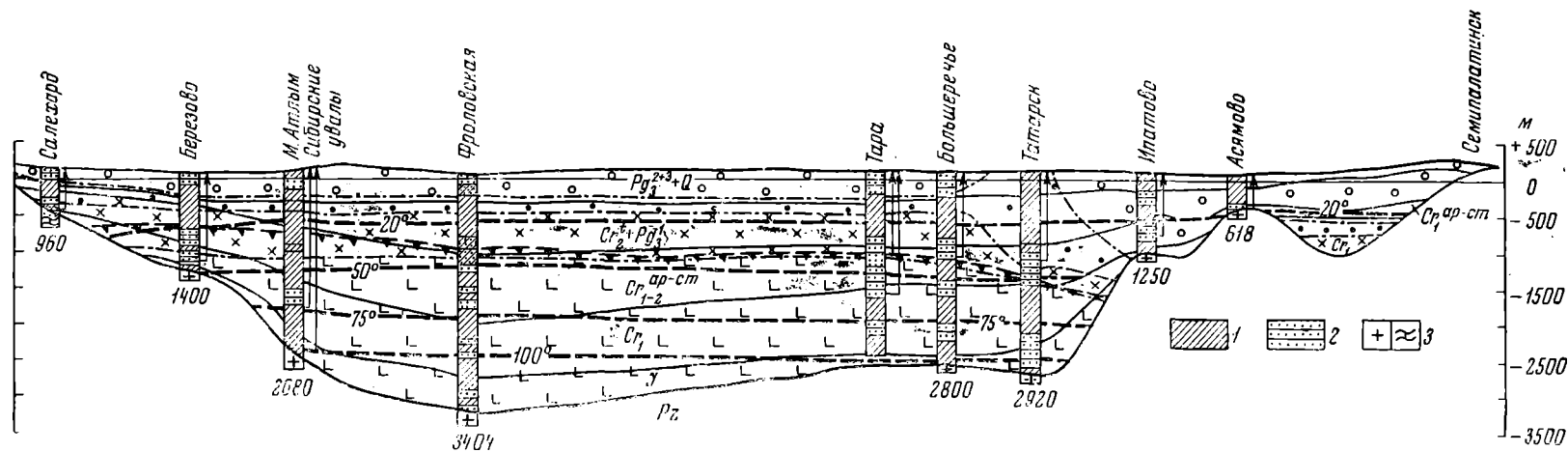


Рис. 17. Гидрогеотермический разрез через Западно-Сибирский артезианский бассейн (составил Б. Ф. Маврицкий)

1 — глины и аргиллиты; 2 — пески, песчаники, алевролиты; 3 — изверженные и метаморфические породы. Остальные усл. обозначения см. на рис. 14

отмечена в Колпашево. На всей остальной территории центрального района минерализация обычно не более 20—30 г/л; в Приуральском районе — менее 20 г/л, на юге Чулымского района — всего 3—6 г/л.

По составу воды юрского комплекса почти повсеместно метановые хлоридно-натриевые, содержат до 185 мг/л брома и до 10 мг/л йода (табл. 34).

На Шаимском нефтяном месторождении отмечено внедрение струй углекислого газа по сбросовой трещине из фундамента в водоносные породы вогулжинской свиты. Такое явление редко встречается в платформенных областях. По данным Г. А. Толстикова, минерализация законтурных вод западной (от сброса) части месторождения 14—18 г/л, состав метановый хлоридно-натриевый. Газовый фактор — до 1,2 л/л. В восточной части месторождения минерализация увеличивается до 24—30 г/л, а состав воды меняется на углекислый хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый. Растворенный газ в этом участке — углекислота (88—96%), газовый фактор очень высок — 12—18 л/л. Изменения в составе вод происходят под давлением внедряющейся углекислоты, которая создает не только гидрохимическую, но и температурную аномалию, поскольку приносит с собой тепло. На глубине 1600 м, на которой здесь вскрывается фундамент бассейна, в законтурных водах отмечена необычная в этом районе для такой глубины температура 78—83°.

Исходя из общих гидрогеотермических условий Западно-Сибирского артезианского бассейна, можно рассчитывать на получение термальных вод из скважин со следующей температурой на изливе: в Приуральском районе — 35—50°, в центральных частях бассейна (Викуловский, Татарский, Тобольский районы) — 65—75°, в Омско-Камышловском и Колпашевском районах — 75—80°, в Ипатовском — 35—50°.

Скифская плита, вытянутая в широтном направлении, отделяет Русскую докембрийскую платформу от альпийских складчатых структур Крыма и Кавказа и отчасти Карпат. Эта плита вместе с ограничивающими ее с юга краевыми прогибами Предобруджинским, Индо-Кубанским и Терско-Каспийским постепенно расширяется с запада на восток. Доюрский фундамент плиты имеет сложное строение, расчленяясь на ряд крупных впадин и поднятий, которые осложнены разломами, флексурами и грабенами. Осадочный чехол плиты представлен толщей мезо-кайнозойских отложений, достигающих большой мощности: в пределах плиты — 3—4 км, в пределах краевых прогибов — до 3—10 км и более (Геологические условия и основные закономерности, 1964; Мирчинк, Крым, 1963; Тектоника Европы, 1964). Узкие грабенообразные впадины так же, как и на Западно-Сибирской плите, выполнены сильно дислоцированными терригенными, с пластами вулканогенных пород отложениями триаса и нижней юры, перекрытыми с угловым несогласием чехлом пород мезо-кайнозоя. Грабены протягиваются в основном вдоль северного края Скифской плиты по ее границе с Русской платформой (Тектоника Европы, 1964). Следует отметить, что мезо-кайнозойский чехол не только перекрывает палеозойский складчатый фундамент Скифской плиты и выполняет краевые прогибы, но и ложится на южный склон Украинского щита, который представляет собой докембрийскую структуру Русской платформы. Таким образом, доюрская поверхностьлагается как докембрийским, так и палеозойским складчатым основанием.

В пределах Скифской плиты в осадочном чехле выделяется ряд водоносных комплексов, которые объединены в водонапорную систему, состоящую из нескольких взаимосвязанных артезианских бассейнов, отличающихся специфическими гидрогеотермическими особенностями. На западе Скифской плиты может быть выделен Причерноморский артезианский бассейн, протягивающийся от Предобруджинского прогиба до Тарханкутских структур. Далее к востоку, от Симферопольского выступа до

Ставропольского поднятия, располагается крупный Индоло-Кубанский бассейн, занимающий площадь одноименного прогиба и прилегающих к нему с севера районов Скифской плиты. К востоку от Ставропольского поднятия и Минераловодского выступа расположен Терско-Каспийский артезианский бассейн (Восточно-Предкавказский, по И. Г. Киссину), занимающий площадь Терско-Каспийского прогиба и прилегающих с севера районов Скифской плиты.

Западная часть Скифской плиты в геотермическом отношении изучена довольно слабо. По данным А. Е. Бабинца (1961; Термальные воды СССР..., 1963), в западном Причерноморье геотермический градиент в пределах мезо-кайнозойской толщи изменяется от 2 до $3^{\circ}/100$ м. В Преддубруджинском прогибе, выполненном в основном литифицированными, дислоцированными породами юры и маломощным мелом, на которые с размывом налегает толща кайнозоя мощностью до 500 м, геотермический градиент достигает $2-2,5^{\circ}/100$ м.

В Крымском районе, по данным С. В. Альбова и В. Г. Ткачук (Региональная геотермия..., 1967), геотермический градиент колеблется от 3 до $3,5^{\circ}/100$ м, в зонах скрытых и открытых разгрузок термальных вод (по тектоническим нарушениям) градиент увеличивается до $5-6^{\circ}/100$ м (Тарханкутское поднятие, зона Керчинских дислокаций). Наибольшая температура (140°) отмечена на забое скважины глубиной 3470 м, пройденной на Тарханкуте. В Присивашском прогибе величина геотермического градиента близка к $3-3,5^{\circ}/100$ м.

Лучше изучены геотермические условия Предкавказского района Скифской плиты. Для Кубанского прогиба (восточная часть Индоло-Кубанского прогиба) А. З. Бедчер (Проблемы геотермии..., 1959) приводит данные о средней величине геотермического градиента для разновозрастных толщ. Для олигоцен-миоцена — $3,62-4,44^{\circ}/100$ м, для палеоцен-эоцена — $2,8-3,17^{\circ}/100$ м, причем А. З. Бедчер указывает, что наибольшая величина градиента отмечается в краевых частях прогиба, а наименьшая — в его осевой части. Последний факт можно объяснить большей тектонической нарушенностью краевой части прогиба (особенно южной), что создает благоприятные условия для внедрения термальных вод из глубоких горизонтов, прогревающих породы на значительных участках. По данным В. С. Котова (1963), в южной части Кубанского прогиба, на Майкопском месторождении нефти, на глубине 2550 м температура достигала 110° , в районе Лабинска на глубине 2500 м — 107° , в Апшеронской скважине на глубине 2981 м — 128° .

Как отмечают С. А. Джамалов, Ф. А. Макаренко и Р. А. Левкович (1963), для восточной части Терско-Каспийского прогиба средняя величина геотермического градиента в породах неогеновой толщи достигает $3,3-4^{\circ}/100$ м.

На площади самой Скифской плиты в ее южной части, по данным В. Н. Корценштейна (1964) и А. И. Хребтова (1965), величина геотермического градиента в мезо-кайнозойской толще колеблется от 3 до $4^{\circ}/100$ м; в зонах разгрузок термальных вод геотермический градиент бывает больше. Примерно такие же величины приводит Е. Н. Липацкова (1967) для северных районов Скифской плиты. Наибольшая температура в глубоких скважинах отмечена к востоку от Ставропольского поднятия, где на глубинах 2500—3500 м она достигает $140-165^{\circ}$ (Прикумский район, Журавская площадь).

На площади Скифской плиты и ограничивающих ее краевых прогибах термальные воды заключены в водоносных комплексах, начиная с апшеронских отложений и кончая юрскими, но наиболее распространены водоносные комплексы нижнего и верхнего мела (рис. 18 и 19).

В районе Крымского полуострова и на юге Молдавии термальные воды вскрываются в миоценовом, палеогеновом, верхнемеловом и нижнемеловом

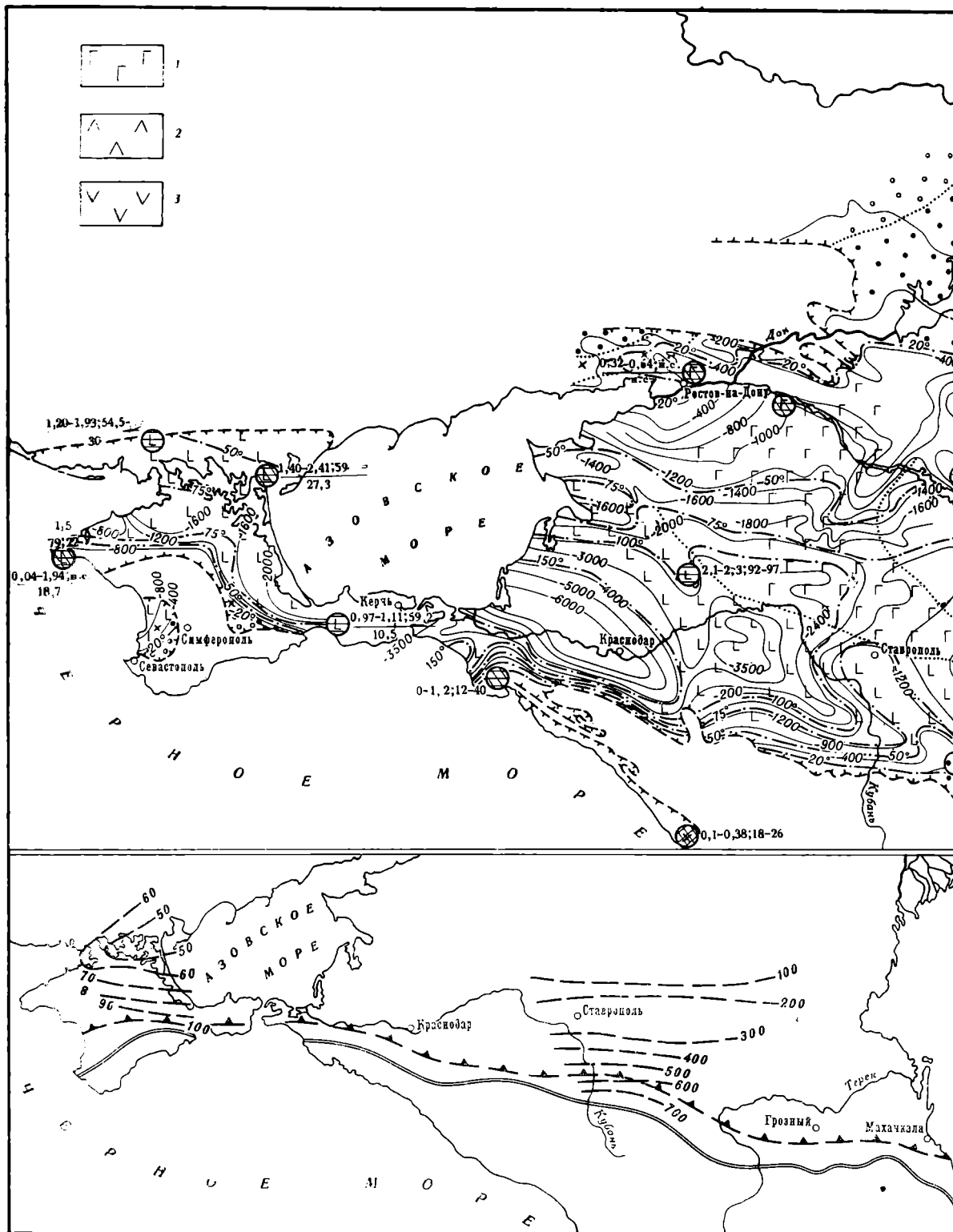
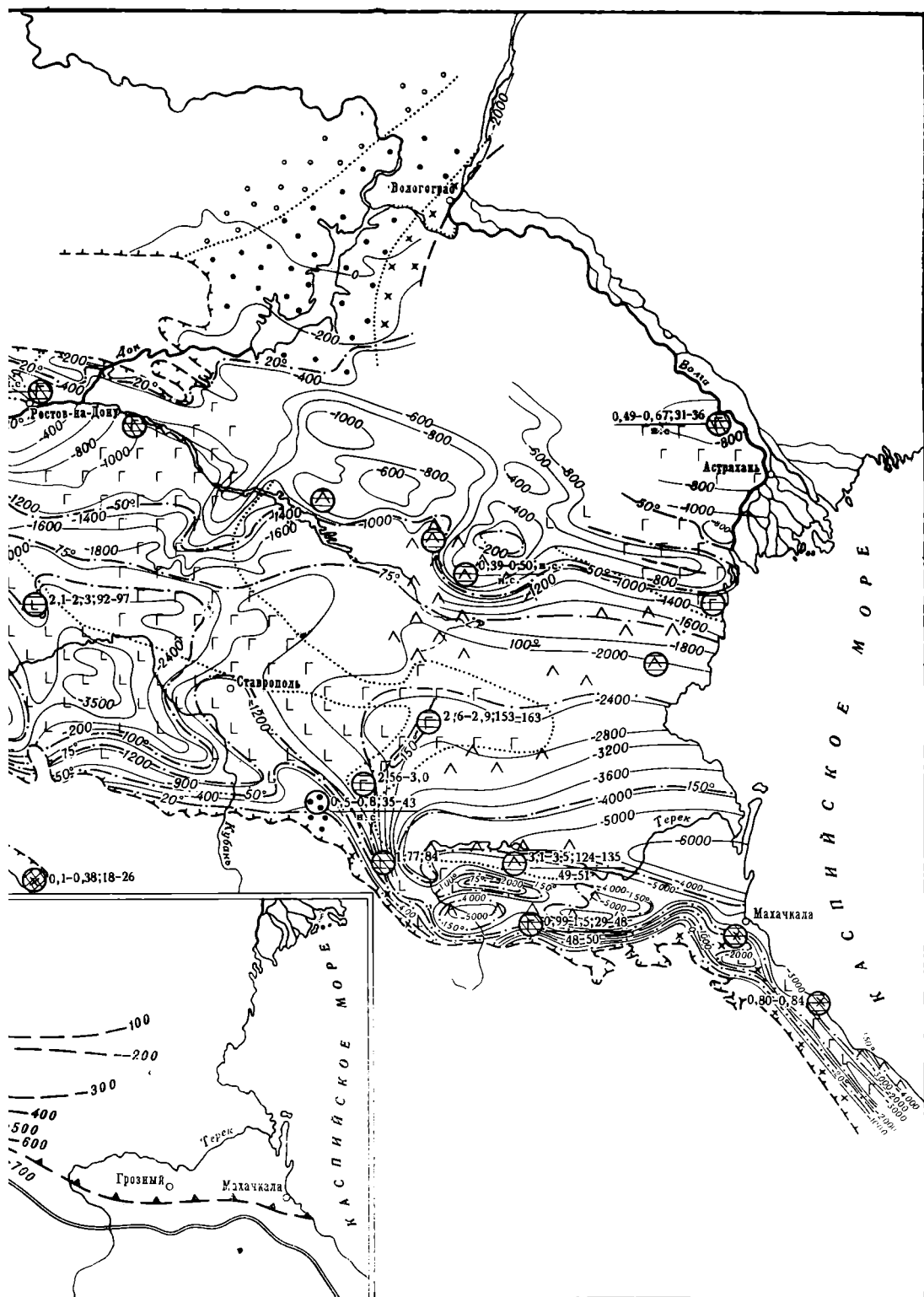


Рис. 18. Карта термальных вод, заключенных в водоносном комплексе верхнего Скифской эпигерцической плиты, Индоло-Кубанского и Терско-Каспийского кризисов и Н. С. Отман по материалам Северо-Кавказского (А. И. Хребтов, Д. Г. Гонимов) и Волго-Донского (Е. Н. Липацкова) геологических управлений, Клевгосл филиала ВНИИНефть (В. С. Котов, В. Н. Матвиенко)

Минерализация воды в г/л: 1 — 35—50, 2 — 50—100, 3 — 100—200. Остальные усл. обозн



одоносном комплексе верхнего мела, распространенного в пределах ского и Терско-Каспийского краевых прогибов. Составили Б. Ф. Мавриц-ского (А. И. Хребтов, Д. Г. Гонсировский, Ю. В. Кузнецов, Г. И. Макен-огических управлений, Киевгеологии (С. Г. Гаращенко), Краснодарского тенько)

3 — 100—200. Остальные усл. обозначения см. на рис. 15

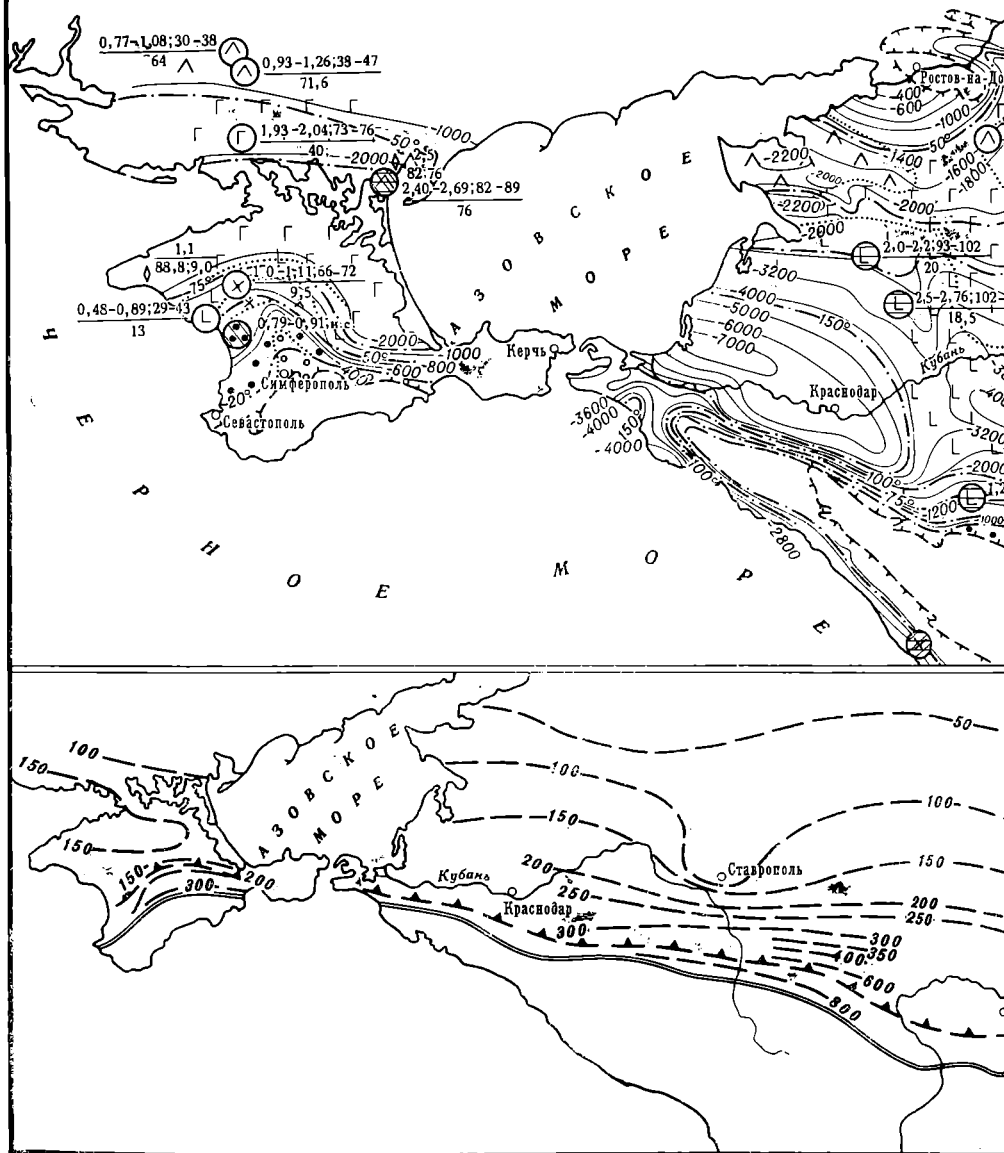
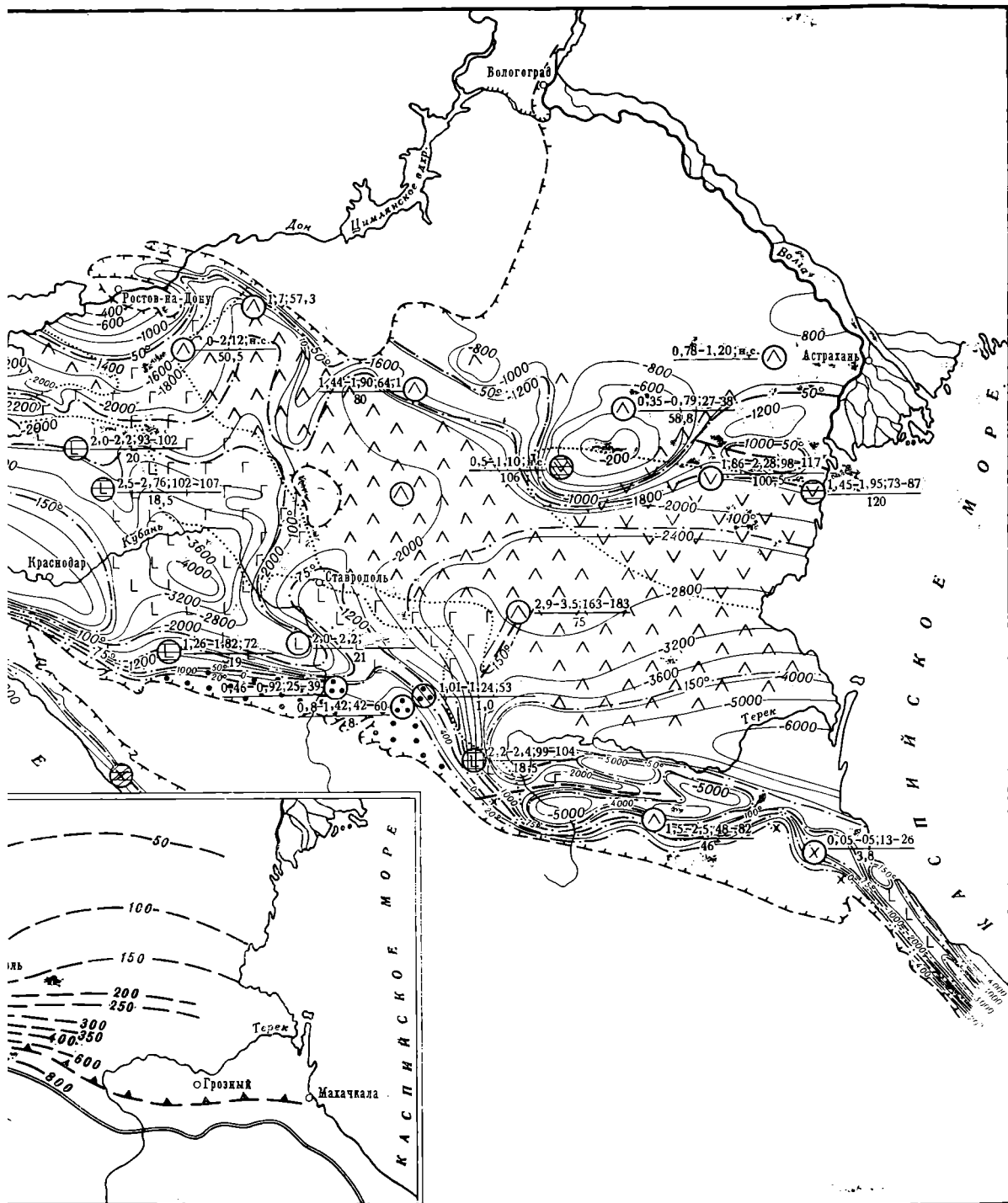


Рис. 19. Карта термальных вод, заключенных в водоносном кон Скифской эпигерцинской плиты, Индо-Кубанского и Терско-Кий и Н. С. Отман по материалам Северо-Кавказского (А. И. Хрмов) и Волго-Донского (Е. Н. Липацкова) геологических управ филиала ВНИИНефть (В. С. Котов, В. И. Матвеев).

Усл. обозначения см. на рис. 15 и 18



ых в водоносном комплексе нижнего мела, распространенного в пределах кубанского и Терско-Каспийского хребтовых прогибов. Составили Б. Ф. Мавриц-авказского (А. И. Хребтов, Д. Г. Гонсировский, Ю. В. Кузнецов, Г. И. Макси-геологических управлений, Киевгеологии (С. Г. Гаращенко), Краснодарского атвпенко).

вом водоносных комплексах. Юрский водоносный комплекс развит только в Предбруджинском прогибе и прилегающем к нему районе примерно до устьевой части Днестра (Панченко 1966).

Миоценовый водоносный комплекс содержит слаботермальные (до 25—30°) воды лишь в нижней своей части — в нижнем сармате и тортоне. Площадь распространения этих вод располагается к югу от Кишинева. Водовмещающими породами являются известняки, мергели и песчаники с прослоями глины. Общая мощность комплекса достигает 260 м, причем наибольшая отмечается на юге. Минерализация вод увеличивается с севера на юг от слабосоленоватых до соленых, состав изменяется от гидрокарбонатно-натриевого до хлоридно-натриевого. Расходы скважин при откачках невелики: удельные дебиты не превышают 0,5 л/сек (табл. 35).

Палеогеновый водоносный комплекс, содержащий слаботермальные воды, прослеживается от южных районов Молдавии и протягивается далее широкой полосой вдоль побережья Черного моря по западному побережью Азовского моря. Этот комплекс включает песчано-глинистые отложения палеоцен-эоцена и перекрывается в основном глинистыми отложениями олигоцена, включающими маломощные песчаные прослойки. Общая мощность палеогенового комплекса достигает 300—500 м. Содержащиеся в нем слаботермальные воды чаще всего солоноватые и соленые; дебиты скважин при откачках не превышают 3—5 л/сек.

Более широко распространены водоносные комплексы с термальной водой в нижне- и верхнемеловых отложениях. Эти комплексы протягиваются от долины р. Прут вдоль Черноморского побережья. В районе Молдавии отложения мела ложатся непосредственно на нижнепалеозойские породы юго-западной части Русской платформы и лишь на юге, в зоне своего выклинивания, — на юрские породы Предбруджинского прогиба. Далее на восток в Причерноморье мел налегает на докембрийские и нижнепалеозойские породы южного склона Украинского щита.

Верхнемеловой комплекс сложен в основном мергельно-известняковыми и меловыми породами мощностью от 200 до 400 м, местами более. Этот комплекс в Молдавии содержит солоноватые, хлоридно-натриевые воды с температурой до 35° и незначительным дебитом (Бессарабская скважина, глубина 650 м). В Мирненской скважине минерализация воды увеличивается до 47—54 г/л (интервал 470—899 м), дебит остается незначительным (доли литра в секунду), температура на уровне пласта достигает 31—41°. К востоку от этого района установлена такая же качественная и количественная характеристика термальных вод в верхнемеловом водоносном комплексе при вскрытии их глубокими скважинами (скважины в Каховке, Сокологорном и др.). При погружении меловых пород в Присивашский прогиб глубина залегания верхнемелового водоносного комплекса увеличивается до 1300—1400 м и одновременно с этим возрастает и температура; на кровле комплекса она достигает 56—59°, на подошве (1900—2400 м) — 69—82°.

Нижнемеловой водоносный комплекс представлен песчано-глинистой толщей апт-алба и неокома. Мощность комплекса различна: в Молдавии она не превышает 100 м, местами сходя на нет, к востоку увеличивается, достигая в Геническом районе 500 м. Термальные воды из нижнемелового комплекса опробованы несколькими глубокими скважинами, расположенными к востоку от Херсона. Скважины вскрыли в основном сильносоленые и слаборассольные хлоридно-натриевые воды с минерализацией от 35 до 76 г/л. На глубине пласта (1930—2690 м) температура достигает 70—90° (скважины Чаплинская, Геническ). Дебит при самоизливе обычно небольшой (0,5—2 л/сек), при откачке дебит достигает 10—17 л/сек (Геническ).

Термальные воды в меловых водоносных комплексах содержат до 10 мг/л йода и до 100 мг/л брома, реже более.

Таблица 35

Характеристика термальных вод западных районов Скифской плиты (Молдавия, Крым) и южного склона Украинского щита *

Скважина	Интервал опробования в м и возраст водовмещающих пород	Пьезометрический уровень, м	Дебит л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта (в скобках на изливе), °С	Минерализация, г/л	рН	Химический состав						Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl	
							мг/л; % экв						
Сарата	772—755	—	—	—	34,71	—	11313,24	625,80	1033,0	292,70	1880,0	19500,0	Br — 65,0
	J ₃ — Cr ₁						82,7	8,64	8,66	0,82	6,58	92,46	I — 5,08
Каховская	582—587	—	—	—	40,85	7,7	13898,2	824,4	1064,1	463,6	59,3	24467,4	Br — 85,8
	Pg						82,7	5,7	7,6	1,04	0,18	98,74	I — 11,5
Мирненская	820—825	37	0,22	—	53,98	7,4	17659,8	888,0	1767,0	1134,0	2276,0	30258,8	Br — 102,4
	Cr ₂		13				82,57	7,90	9,53	2,02	5,14	92,84	I — 3,21
Гевическая	2620—2651	—	17,7	86,2 (74)	76,4	5,0	24959,4	826,9	3499,90	48,8	95,5	46984,5	Br — 0,8
	Cr ₁		—				88,0	3,4	8,6	0,6	0,1	99,3	I — 5,3
Задорненская	630—640	35	2,8	37,7	24,8	—	9178,6	63,2	116,2	1610,4	9,9	13793,3	Br — 25,9
	Cr ₂ — Pg ₁		—				96,01	1,25	1,4	6,36	0,95	93,59	I — 7,5
Новоселовская	1011—1023	+130	13,8	(58,0)	9,5	7,9	3464,7	15,3	119,8	658,8	24,7	5265,9	Br — 8,3
	Cr ₁		—				94,9	0,78	3,74	6,57	0,32	93,11	I — 4,4 B ₂ O ₃ — 141,0
Джанкойская	1499	Самоизлив	10,0	(30,0)	25,0	7,6	21530,1	118,2	230,6	439,0	136,6	14751,4	Br — 82,3
	Cr ₂ — Pg ₁		—				92,98	2,28	3,28	1,63	0,67	97,64	B ₂ O ₃ — 44,6
Евпаторийская	893—1238	65	15,5	57,0 (41,0)	9,6	—	3517,4	43,9	7,94	621,4	86,88	2535,8	Br — 19,8
	Cr ₁ — Pz		54,5				95,14	2,25	2,48	6,87	1,13	91,8	I — 3,2 B ₂ O ₃ — 13,45
Ново-Андреевская	745—800	75	5,1	(39,0)	1,3	—	411,39	Нет	0,76	572,4	135,3	169,4	Br — 13,48
	Cr ₁		—				99,77		0,23	58,32	15,93	25,75	I — 0,05 B ₂ O ₃ — 4,0

*Таблица составлена по данным нефтегазоведческих организаций.

Юрский водоносный комплекс сложен переслаивающейся толщей алевролитов, аргиллитов, песчаников (сверху загипсованных) с прослойками известняков и мергелей общей мощностью от 200 м на крыльях Преддобруджинского прогиба до 2000 м и более в его центральной части. Эта толща собрана в пологие складки и разбита сбросами. Глубокими скважинами Болграда, Кальчева, Вишневки, Сараты (глубины до 2200—2577 м) отложения юрского комплекса пройдены либо полностью до подстилающих палеозойских пород, либо до нижнеюрских. В юрском комплексе заключены хлоридно-натриевые термальные рассолы с минерализацией до 100 г/л, с содержанием йода до 15—20 мг/л и более и брома — до 150—180 мг/л и более. Дебиты скважин малы (менее 1 л/сек).

Большая часть описываемых водоносных комплексов с термальной водой распространяется в район равнинного Крыма.

В миоценовых отложениях центрального и северного районов Крыма содержатся слаботермальные солоноватые воды, обычно с небольшими дебитами.

На Керченском полуострове с миоценовыми отложениями, собранными в складки и разбитыми сбросами, связаны действующие грязевые вулканы. По данным С. В. Альбова (1956), вода в грязевых сопках и источниках, вытекающих из них, имеет хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый состав, минерализация — до 8—12 г/л; состав газов в основном углекислый и метановый. Содержание углекислоты достигает 2 г/л. Температура воды источников 12—15°, в неглубоких скважинах, пробуренных близ источников, она равна 21—22°.

В палеоцен-эоценовых карбонатных песчано-глинистых породах мощностью до 400 м содержатся термальные самоизливающиеся воды. Температура воды в условиях пласта колеблется от 30 до 63° (Джанкой), минерализация достигает 25 г/л; воды в основном хлоридно-натриевые. Расходы скважин невелики (до 1 л/сек), но местами самоизлив достигает 10—13 л/сек. Например, в скважине Глебовской (на Тарханкуте) из дат-палеоценовых мергелей с глубины 1036—1138 м получена вода самоизливом с расходом 13,3 л/сек, температурой 62° и минерализацией 22 г/л.

В мощной толще верхнемеловых карбонатных отложений, распространенных на всей площади равнинного Крыма, содержатся метаново-азотные и метановые хлоридно-натриевые термальные воды с температурой на глубине пласта до 60—85° и минерализацией до 30 г/л. В юго-западной части Тарханкута собранные в складки верхнемеловые мергели выходят местами на поверхность и содержат пресные холодные воды. В глубоких скважинах на Тарханкуте получены хлоридно-натриевые самоизливающиеся воды с минерализацией 15—18 г/л. Дебит при самоизливе колебался от незначительного (скважина в пос. Лобаново, интервал 1748—2147 м) до 29 л/сек (скважина в пос. Меловом, интервал 1604—1777 м). На изливе температура достигала 30—45°. На западе Керченского полуострова в Мошкаревской скважине из известняков верхнего мела с глубины 1105—1112 м получен самоизлив воды с температурой 54°, дебитом 15 л/сек, минерализацией 10,5 г/л; состав воды метановый хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый.

В нижнемеловом водоносном комплексе термальные воды вскрыты скважинами на Новоселовском поднятии, в Альминской впадине, в районе Симферополя и Феодосии. На Симферопольском выступе и его крыльях в песчано-глинистых отложениях нижнего мела на глубине 385—745 м скважинами вскрыты воды с температурой на изливе 26—39°, минерализацией до 2—3 г/л, гидрокарбонатно-натриевого состава. Дебиты скважин варьировали от 3 до 14 л/сек (скважины Новожиловки, Ново-Александровки, Ново-Андреевки, Рассвета).

В районе Саки—Евпатория в скважинах с глубины от 754 м до 890 м из отложений нижнего мела и известняков палеозоя получены самоизливающиеся воды с температурой 36—43°, расходами от 7 до 29 л/сек. минерализацией от 3 до 13 г/л; состав вод — от гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого до хлоридно-натриевого.

На Новоселовском поднятии из нижнемеловых песчаников и гравелистов с глубины 1100—1250 м получены воды с температурой на изливе до 53°, минерализацией до 10—17 г/л, расходом 1—13 л/сек. Состав воды метановый и метаново-азотный хлоридно-натриевый.

Узкой полосой вдоль предгорий Крыма протягиваются водоносные породы юры. Слаботермальные воды в юрских отложениях вскрываются близ г. Симферополя, где из скважин с глубины 306—357 м получен самоизлив воды с дебитом 2,5—3 л/сек, температурой 24° и минерализацией 2,4—2,6 г/л. Северо-восточнее г. Старого Крыма в известняках верхней юры на глубине 728 м вскрыта термальная вода с температурой 38° и дебитом до 30 л/сек; состав воды азотно-метановый гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый (см. табл. 35).

В Предкавказье на площади Скифской плиты и прилегающего с севера южного края Русской платформы распространены почти те же водоносные комплексы с термальной водой, что и в западных районах Скифской плиты. Здесь проведены многочисленные исследования и о гидрогеологических и геотермических условиях этого обширного района написан ряд монографий и статей (Макаренко, 1948; Корценштейн, 1960; Котов, 1963; Киссин, 1964; Сухарев, 1963; Хребтов, 1965; Шагоянц, 1959; и др.).

Термальные воды водоносных комплексов мезозоя и кайнозоя при вскрытии их скважинами дают самоизлив и в большинстве обладают высокой минерализацией — от 10—15 до 100 г/л и более. Преобладают метановые хлоридно-натриевые воды.

Неогеновые водоносные комплексы развиты в основном в Терском и Кубанском прогибах, где мощность отдельных из них достигает 500—1300 м. На север, в сторону Скифской плиты, мощность каждого из водоносных комплексов уменьшается до 100—300 м.

В акчагыл-апшеронском водоносном комплексе мощностью от 900—1300 м на юге до 300—500 м на севере, развитом в основном в Кубанском и Терском прогибах, заключены самоизливающиеся слаботермальные воды (с температурой не выше 30°). Избыточные напоры достигают 2 атм. Дебиты при самоизливе колеблются от 2 до 25 л/сек (наибольшие дебиты наблюдаются в Прикаспии). Минерализация вод увеличивается с глубиной и в восточном направлении — от 1 до 10—15 г/л. Пресные и слабосолоноватые воды развиты на большей части площади распространения комплекса, и только в Прикаспии (к северу от Артезиана) воды становятся сильносолоноватыми и солеными. По данным Е. Н. Липацковой (1967), в сводовой части вала Карпинского на Бузгинском поднятии акчагыл-апшеронский комплекс непосредственно перекрывает меловые отложения, и разгружающиеся здесь рассольные воды мелового водоносного комплекса вызывают повышение минерализации вод, заключенных в отложениях апшерона, до 70 г/л. Состав вод — от азотного до метанового и метаново-азотного и от гидрокарбонатно-натриевого и хлоридно-сульфатно-натриевого до хлоридно-натриевого. На севере (Каспийская и Михайловская нефтегазоносные структуры) в воде содержится йод (до 17—20 мг/л) и бром (до 57 мг/л).

Понт-мэотический водоносный комплекс изучен неравномерно. Развит он в основном в Кубанском (мощность до 1300 м) и Терском (300—1000 м) прогибах. Воды комплекса, как правило, слаботермальные (до 50°, редко выше). Избыточные напоры достигают 3 атм. Дебиты при самоизливе не превышают 10—12 л/сек. Минерализация вод изменяется

от пресной в краевых частях до рассольной (60 г/л) в наиболее погруженных. Состав вод азотный, азотно-метановый и метановый, от гидрокарбонатно-натриевого до хлоридно-натриевого.

В сарматском комплексе заключены воды с температурой до 75° и более. Наибольшей мощности он достигает в Терском (400—1200 м) и Кубанском (100—900 м) прогибах. На Ставропольской возвышенности породы комплекса выходят на поверхность. Избыточные напоры в погруженных частях составляют 8 атм. При самоизливе дебиты скважин достигают до 5—7 л/сек (понижение на 50—75 м). Увеличение минерализации происходит по направлению на запад и восток от Ставропольского поднятия. Максимальная минерализация достигает 100 г/л (Правобережное месторождение нефти). По составу воды в основном метановые хлоридно-натриевые, содержат йод и бром (Моздокская, Правобережная, Червленная; нефтяные площади в районе Передовой складчатости — Терский и Сунженский хребты).

Караган-Чокракский водоносный комплекс содержит в погруженных структурах воды с температурой более чем 100°. Наиболее нагретые воды можно встретить в Терском и Кубанском прогибах, где мощность комплекса достигает 600—1400 м. Из Георгиевской скважины с глубины 1566—1575 м была получена вода с температурой на изливе 69°. С этим комплексом связаны выходы источников в Терском и Сунженском хребтах с температурой до 90°. Наиболее горячим (90°) из них является Брагунский источник. Расход его, по данным В. М. Николаева (1963), достигает 18 л/сек, минерализация воды составляет 1,1 г/л, состав сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый. В Махачкале из скважин, заданных на этот комплекс, поступают воды с температурой на изливе 50—70°.

Избыточные напоры в скважинах достигают 20—30 атм, дебиты при самоизливе — 20—27 л/сек. Особенно водообильны отложения караган-чокрака в предгорьях Дагестана (Махачкала, Тернаир, Избербаш, Каякент и др.) и в районе Грозного. Воды от пресных и слабосоленых до слабосоленых (в долине р. Маныч, район Махачкалы, Грозного и др.) Состав вод — от азотного, азотно-метанового до метанового, от гидрокарбонатно-сульфатно-натриевого и гидрокарбонатно-натриевого до хлоридно-натриевого. В Дагестане есть источники, приуроченные к песчаникам караган-чокрака, которые содержат сероводород в количествах до 60—130 мг/л (Истису, Каракайтагский). На ряде нефтеносных площадей в воде комплекса отмечаются в больших количествах йод и бром (Ипатовская, Александрийская и др.).

Майкопский водоносный комплекс (включая хадумский горизонт) содержит термальные воды в пластах песков и песчаников, залегающих среди глинистой толщи. В Кубанском и Терском прогибах мощность пород колеблется от 400—600 до 1500—2000 м, на севере от 200 до 400 м. А. И. Хребтов (1965) отмечает, что в погружениях краевых прогибов температура воды, по расчетным данным, должна превышать 150°. В Георгиевской скважине с глубины 2088—2102 м была получена вода с температурой на изливе 92°.

Избыточные напоры вод по ряду скважин достигают 20—30 атм, увеличиваясь в зоне Терского и Сунженского хребтов до 70—120 атм и более. Такие высокие напоры указывают на гидродинамическую аномалию, по мнению И. Г. Киспина (1964), связанную с активными неотектоническими движениями района и передачей на изолированную систему водоносных пластов не только гидростатического, но и части геостатического давления. Наибольшая водообильность комплекса отмечена в южных частях Адыгейского выступа в Восточно-Кубанской впадине (восточная часть Кубанского краевого прогиба); в южном Дагестане и на северо-востоке в Прикаспии. В других районах дебиты скважин при са-

моизливе не превышают обычно 1—5 л/сек. В районе Черного Рынка и Берикей они достигают 10—50 л/сек. Минерализация вод изменяется от 2 до 50—60 г/л. Преобладают соленые воды по составу метановые хлоридно-натриевые. С хадумским горизонтом связаны газовые залежи. В районе Передовых хребтов и на северном склоне Терского прогиба в воде комплекса содержатся значительные количества йода и брома.

Палеоцен-эоценовый водоносный комплекс изменчив по мощности, уменьшающейся с запада на восток от 1000—1300 до 100—300 м, и обладает невысокими коллекторскими свойствами: при испытании скважин расходы их при самоизливе редко достигают 5 л/сек. Максимальная температура (102°) наблюдалась в Артезианской скважине на глубине 2000 м. Минерализация вод увеличивается по мере погружения комплекса и достигает 80—85 г/л (Вознесенская, Вишневская площади в районе вала Карпинского). Состав вод в основном метановый хлоридно-натриевый. На юге Дагестана встречаются углекисло-метановые (Дагестанские Огни, Селли др.) и сероводородно-метановые (Талги, Заузанбаш) воды.

Верхнемеловой водоносный комплекс мощностью от 100 до 600 м включает термальные воды, нагретые до 110° (скважины Артезиана, Ермолинской, глубина 2150—2200 м) — 155° (скважины Прикумская, глубина 2690 м и более). В Прасковейской скважине с глубины 2693—2730 м была получена пароводяная смесь. Избыточные напоры в скважинах достигают 30—40 атм, увеличиваясь в районе гидродинамической аномалии (Терский и Сунженский хребты) до 100 атм (Датых). На севере избыточные напоры не превышают 3 атм (район вала Карпинского). Дебиты при самоизливе в Центральном и Восточном Предкавказье обычно находятся в пределах 5—20 л/сек. В зоне гидродинамических аномалий отмечен дебит до 300 л/сек и более (Датых, Берикей). Режимных наблюдений за стабильностью столь большого дебита не проводилось, и, возможно, с течением времени он должен снижаться. В Западном Предкавказье и на севере Скифской плиты дебиты скважин снижаются и часто становятся менее 1 л/сек. Отмечено, что расходы зависят от степени трещиноватости водовмещающих пород. В связи с этим при выборе места бурения скважин следует учитывать направления главных зон дробления фундамента и прилегающего осадочного комплекса.

Минерализация вод быстро увеличивается по мере погружения, и солоноватые воды Кавминводского выступа (Ессентуки, Ново-Благодарное и др.) становятся солеными и рассольными на большей части Скифской платформы (скважины Южно-Ходыженская, Березанская, Георгиевская, Датых, Прикумская, Озек-Суат, скважины Канеловской площади и др.). Максимальная минерализация на юге установлена в 65,6 г/л в скважине Берикей на глубине 800—845 м и в скважине Али-Юрта — 50,8 г/л на глубине 3198—3214 м. На севере, в районе вала Карпинского, максимальная минерализация достигает 109 г/л (Ермолинская площадь), хотя и здесь она обычно не превышает 40—60 г/л. В Западном Предкавказье минерализация вод верхнемелового комплекса относительно меньше, чем в Восточном, особенно на юго-западе, где встречаются солоноватые воды. Состав вод в основном метановый хлоридно-натриевый. В районе Кавминвод вдоль зон тектонических нарушений в составе газов преобладает углекислота. Воды содержат йод, бром и бор.

Нижнемеловой водоносный комплекс мощностью от 100 до 500 м содержит наиболее нагретые воды. В большинстве глубоких скважин зафиксирована температура свыше 100°. Наибольшая температура отмечена на Прасковейской площади — 171° в интервале глубин 3159—3169 м. При испытании этой скважины была получена пароводяная смесь с температурой 117°. В некоторых других скважинах температура воды на изливе достигала: в Ровенской скважине с глубины 2294—2298 м — 99°,

в Нальчикской с глубины 2294—2395 м — 80°, в Нагутской с глубины 1374—1397 м — 54°, в Кавминводской с глубины 1376—1426 м — 50°.

Избыточные напоры воды в скважинах падают с юга на север. На юге все скважины самоизливаются, на севере (вал Карпинского и к северу от него) часто самоизлива не отмечается. Нет его и в пределах Ставропольского поднятия. Основное направление движения вод от Кавминводского выступа и Ставропольского поднятия идет на северо-запад, север и северо-восток. Дебиты скважин на юге достигают 15 л/сек и более (скважины Нальчика, Кавминвод, Ровненская и др.), снижаясь до 4—8 л/сек на севере (скважины Каспийской, Межевской, Краснокамышанской, Промысловой, Бузгинской площадей).

По степени минерализации воды изменяются от солоноватых на Кавминводском выступе до рассольных на севере. В районе вала Карпинского минерализация вод в скважинах достигает 100—160 г/л (Ики-Бурул, Джанай, Каспийск, Бузгинская, Межевская, Промысловская площади и др.). На северо-западе она снижается до 50—60 г/л (Мечетинско-Шкуринская, Маргаритовка, Краснополянская площадь). По составу воды в основном метановые хлоридно-натриевые, часто содержат значительное количество йода и брома (Затеречный район, Промысловская, Белоглинская, Каспийская площади и др.). В районе Кавминвод в зоне тектонических нарушений в составе растворенных газов преобладает углекислота (как и у вод из верхнемелового водоносного комплекса).

Юрский водоносный комплекс распространен в основном в пределах Кубанского и Терского прогибов вдоль Прикаспия, на восток он погружается под дно Каспийского моря и вновь прослеживается скважинами уже в пределах Туранской плиты. Мощность комплекса на юге и востоке достигает 1500 м, на севере она снижается до десятков метров. Ранее описанные меловые, палеогеновые и неогеновые водоносные комплексы также погружаются под дно Каспия и вновь прослеживаются в западных районах Туранской плиты.

Температура в скважинах на глубине вскрытия юрского комплекса изменяется от 41—52° на юге (Нальчик, Черкесск, глубина 1210—1320 м) до 133—146° на востоке (Артезиан, глубина 3020 м; Сухокумская, глубина 3652 м). В Восточно-Кубанской впадине температура достигает 130° (Лабинская, глубина 2740—2760 м).

В Медведовской-2, расположенной на северном борту Кубанского прогиба, на глубине 6319 м (вскрыты кварцевые порфиры байоса), по данным Краснодарского филиала ВНИИНефть, была зафиксирована температура 217° — самая высокая из замеренных в краевых прогибах (в Терском прогибе в Галюгаевской скважине на глубине 5450 м температура достигала 180°). На северо-востоке плиты в связи с поднятием отложенный температура понижается до 60—87° (Олейниковская, глубина 1250 м; Каспийская, глубина 1950 м и др.), а на Астраханском выступе в Астраханской скважине на глубине 1210 м отмечена температура 51°.

На юге в скважинах наблюдаются избыточные напоры до 18—24 атм; напоры снижаются в северном Прикаспии до уровня земли и скважины лишь в редких случаях дают самоизлив. Дебиты скважин на юге при самоизливе достигают 5—15 л/сек и более, снижаясь в северном Прикаспии до 1 л/сек. Минерализация воды почти повсеместно высокая; наименьшая отмечена в районе г. Черкесска — до 40 г/л (глубина 1000—1500 м) и в Кавминводской опорной скважине — 8 г/л (глубина 1433 м). В Прикаспии воды везде рассольные: в Сухокумской скважине — 130 г/л (глубина 3652 м), в Каспийской — 123—151 г/л (глубина 2031—2428 м), в Промысловской — 129—165 г/л (глубина 1117—1996 м). В Восточно-Кубанской впадине на ее южном борту минерализация вод уменьшается до 12 г/л (Безводная скважина, глубина 1528—1578 м), увеличиваясь к центральной части до 40 г/л (Лабинская, глу-

бина 2587 м). На Ярославской разведочной площади в соленосных отложениях титона вскрыта редкая для Северного Кавказа хлоркальциевая вода с минерализацией 420 г/л.

Воды в основном метановые хлоридно-натриевые. В Кавминводском районе зонально отмечается повышенное содержание углекислоты. Исследованиями А. Н. Огильви в 20—30-х годах, Ф. А. Макаренко и А. М. Овчинникова в 30-х годах, нашими исследованиями в 1940 г. в Кисловодском районе и другими было подмечено, что значительные концентрации углекислоты среди растворенных газов водоносных комплексов, отмечаемые на локальных участках, следует связывать с поступлением углекислоты снизу по тектоническим нарушениям в фундаменте. В. Н. Корценштейн (1963а) указывает, что на Черкесском и Фроловском структурных поднятиях в воде юрского водоносного комплекса среди растворенных газов содержится до 50% углекислоты, и также считает, что обогащение вод углекислотой следует связывать с поступлением ее по тектоническим нарушениям из фундамента.

На отдельных участках (Меклетинская, Каспийская, Краснокамышловская площади и др.) в водах содержится йод и бром в значительных концентрациях (табл. 36).

В заключение характеристики гидрогеотермических условий мезо-кайнозойских отложений Скифской плиты следует отметить, что, начиная от меловых пород вниз до фундамента наблюдается ряд линейно вытянутых температурных максимумов. И. Г. Киссин (1964) указывает, что при сравнении температуры на срезях 1500, 2000, 2500 м наибольшая температура фиксируется в районе г. Невинномыска, на Журавской и Мирненской площадях. Вырисовывается субширотная полоса температурного максимума, от которой идет снижение температуры. И. Г. Киссин объясняет температурный максимум на Журавском поднятии поступлением нагретых вод из Чернолесской впадины. Образование линейно вытянутых зон температурных максимумов можно объяснить также влиянием тектонических нарушений в фундаменте и прилегающих частях мезозойской толщи, имеющих как кавказское, так и антикавказское направление. По этим зонам поступают высоконагретые флюиды, прогревающие породы и воды в осадочном чехле, создавая температурные и гидрохимические аномалии. О внутреннем строении Скифской плиты дает представление разрез, изображенный на рис. 20.

Туранская плита. Складчатый палеозойский фундамент Туранской плиты является продолжением складчатого фундамента Скифской плиты, которая на востоке через северную часть Каспийского моря соединяется с Туранской плитой (Тектоника Европы, 1964). Многие сходные черты в геологической истории обеих плит побудили некоторых исследователей объединить их в единую Скифо-Туранскую эпигерцинскую платформу либо считать их частью эпипалеозойской платформы Евразии (Тектоническая карта СССР, 1957).

Геологическое строение и гидрогеологические условия этой обширной и сложно построенной территории стали известны в основном в результате исследований, проведенных в последние три десятилетия рядом научно-исследовательских и производственных организаций (ВСЕГЕИ, ВНИИГАЗ, ИГИРГИ, ВСЕГИНГЕО, САИГИМС, академии наук Узбекской ССР, Туркменской ССР и Казахской ССР, министерства геологии Казахской ССР и Узбекской ССР, Туркменское геологическое управление и др.).

Платформенный чехол Туранской плиты сложен толщей терригенных, карбонатных и галогенных отложений мезо-кайнозойского возраста (Геологические условия и основные закономерности..., 1963; Рыжков, 1962; Условия осадконакопления и геохимическая характеристика мезо-кайнозойских отложений западных районов Средней Азии, 1964). В основании

Таблица 36

Характеристика термальных вод восточных районов Скифской плиты * (Предкавказье)

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водо-вмещающих пород	Пьезометрический уровень, м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта (в скобках — на изливе), °С	Минерализация, г/л	pH	Химический состав						Преобладающие газы	Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
							мг/л; % экв							
Водоносный комплекс неогена														
Великая, Краснодарский край	1142—1166,8 N ₁ ² C	200	5,79	64 (57)	3,36	—	964,3	3,6	30,1	1626,1	4,1	574,2	—	—
			Нет св.				96,0	0,67	3,33	53,59	—	35,9		
Майкоп, Краснодарский край	498—508	16	16,2	38 (32)	3,5	—	1179,40	7,2	9,6	989,8	9,9	1211,6	—	Br — 7,5 I — 1,4
	518—524		16				97,25	1,13	0,93	30,88	0,39	65,14		
	571—595 N ₁ ² C		Нет св.											
с. Промысловка, Астраханская обл.	140—160 N ₂ ²⁺³	—	0,5	(23)	13,5	7,5	4576,4	219,8	254,3	382,5	Сл.	7946,5	—	Br — 24,7 I — 5,0
			Изл.				86,3	7,8	5,5	3,0	—	97,0		
Озек-Суат	621—650 N ₂ ³ ak	16	19,0	40(?)	17,6	—	5669,5	305,2	420,64	500,2	2591,8	8167,0	—	Br — 10,0
			Нет св.				84,24	8,58	7,18	2,80	18,44	78,72		
Крайновская, Дагестанская АССР	2257—2260 N ₁ ² kg	100	8,28	83 (77)	31,105	Нет св.	11126,4	221,4	697,4	438,4	72,5	18458,7	—	I
			100				90,12	3,39	6,49	2,50	0,50	97,00		
Георгиевская, Ставропольский край	1566—1575 N ₁ ² C	255,0	27,02	74 (69)	29,075	Нет св.	10923,6	110,9	276,3	712,6	541,4	16172,6	CH ₄	Br — 20,0 I — 16,0
			—				95,40	1,83	2,77	2,35	2,27	95,30		
с. Тамаза-Тюбе, Дагестанская АССР	592—596 N ₂ ³ ap	8,5	13,3	33 (25,5)	1,324	*	331,7	10,0	31,66	658,8	136,6	83,4	—	Br — 1,0 I — 0,4 B ₂ O ₃ — 1,95
			8,1				86,18	4,72	9,10	62,12	16,35	13,53		

* Таблица составлена по данным Краснодарнефтегазразведка, Ставропольнефтегазразведка, Краснодарского филиала НИИ Нефть, Северокавказского и Волго-Донского геологических управлений и др.

Таблица 36 (продолжение)

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водо-вмещающих пород	Пьезометри-ческий уро-вень, м	Дебит,	Темпера-тура на глубине пласта (в скобках — на излияе), °С	Минерализа-ция, г/л	рН	Химический состав						Преобладаю-щие газы	Характерные компоненты, мг/л
			л/сек				Na + К	Mg	Ca	HCO ₃	ΣО ₁	Cl		
			Пониже-ние, м				мг/л; % экв							
Октябрьская	688—779 N ₁ ² kg	18,0	7,0	(92)	1,56	Нет св.	463,6	1,7	18,2	463,7	500,5	113,1	—	—
			Нет св.				95,0	0,7	4,3	35,8	49,2	15,0		
Нальчик, Кабар-дино-Балкарская АССР	900—934 N ₁ ² C	41,5	1,02	(27,3)	0,784	8,05	73,14	21,52	105,5	424,38	116,04	12,07	N ₂	Br—0,112 I—0,12
			41,4				25,61	18,21	54,19	71,58	24,86	3,50		
Махачкала	1487—1518 N ₁ ² kg	20,0	23,15	(63)	3,538	8,6	1142,5	2,4	16,4	616,1	1298,7	334,5	—	Br—1,6 B ₂ O ₃ —5,26
			14,0				97,91	0,40	1,61	19,94	53,40	18,68		
Сусай, Дагестан-ская АССР	434—440 N ₂ ³ ap	12,0	36,6	(26)	0,405	7,6	100,0	11,0	33,0	182,0	105,0	42,0	N ₂	—
			12,2				63,2	13,0	23,8	47,0	34,4	18,6		
г. Краснодар	1817—1834	56,8	3,5	(47)	22,516	—	8275,2	54,7	30,3	752,0	43,6	13125,6	CH ₄	Br—37,3 HBO ₂ —21,6
	1885—1900		96,33				1,21	1,74	3,21	0,24	96,37			
	1920—1940 N ₁ ³ S		42,8											
Славянская, Крас-нодарский край	20276—2058,8 N ₁ ³ m	30,0	8,34	(60)	78,4	—	30265,7	29,8	65,1	341,0	26,0	46870,0	CH ₄	Br—184,0 HBO ₂ —34,0
			Нет св.				98,90	0,18	0,25	0,42	0,04	99,32		
Водоносный комплекс палеогена														
Бережанская, Крас-нодарский край	2014—2020,0 Pg ₁		1,56	88	22,412	—	8084,4	5,3	21,7	3220,0	843,0	10035,0	—	Br—45,8 B ₂ O ₃ —116,9
			Нет св.				99,29	0,13	0,3	14,91	4,95	79,92		
Ипатовская, Став-ропольский край	725—735 Pg ₃	8,92	1,1	(39,5)	42,203	—	15304,0	268,0	709,0	305,0	132,0	25281,0	CH ₄	Br—90,0 B ₂ O ₃ —35,0
			8,9				92,05	3,05	4,90	0,69	0,38	98,63		
Великая, Красно-дарский край	2213—2235 2306—2320	67,0	3,0	108 (94)	15,485	—	5350,9	3,9	19,3	3642,4	151,4	5642,0	CH ₄	Br—34,4 I—17,0 B ₂ O ₃ —200,0 H ₂ SiO ₃ —128,0
			Нет св.				99,30	0,14	0,43	26,78	1,41	67,22		

Таблица 36 (продолжение)

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водоупорных пород	Пьезометрический уровень, м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта (в скважинах на изливе), °С	Минерализация, г/л	pH	Химический состав						Присоединяющиеся газы	Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
Тулская, Краснодарский край	1200,0 Pg ₃	20,0	6,94 Нет св.	(65)	23,531	—	8531,3 92,9	126,3 2,6	277,3 3,47	379,6 1,56	5,3 0,03	13873,4 97,98	—	Br—123,0 B ₂ O ₃ —43
Кавминводы, Ставропольский край	418,8 Pg ₂	80,0	3,91 Нет св.	(35,5)	20,171	7,6	7612,7 98,2	22,7 0,8	60,2 1,0	1329,8 6,1	34,6 0,30	11111,5 93,6	—	—
Озек-Суат, Ставропольский край	2294—2295 Pg ₂	200,0	2,0 200,0	112	48,438	—	17986,0 95,74	68,6 0,69	585,2 3,57	558,1 2,28	355,4 0,91	28040,8 96,8	—	I—12,7 H ₂ SiO ₃ —289,0
Черный Рынок, Дагестанская АССР	2573—2576 Pg ₂₋₃	180,0	11,6 Нет св.	95 (87)	18,281	—	6942,0 95,50	47,0 1,22	206,0 3,28	1218,0 12,85	64,0 0,40	9716,0 86,70	CH ₄	I—10 H ₂ SiO ₃ —78,0
Георгиевская, Ставропольский край	2088—2102 Pg ₂₋₃	765(?)	18,22 Нет св.	104 (92)	19,650	—	7178,5 96,30	50,6 1,28	157,3 2,42	1796,0 9,08	19,7 0,13	10424,8 90,69	CH ₄	Br—20,0 I—8,0
Нальчик, Кабардино-Балкарская АССР	1016—1062,7 Pg ₂₋₃	50	2,02 50,0	47 (34)	1,329	—	412,082 89,47	11,9 3,12	11,9 3,12	442,7 38,25	4,2 0,46	411,5 61,12	CH ₄	Br—0,186 I—0,338 H ₂ SiO ₃ —67,0
Водоносный комплекс апт-альб-сеномана														
с. Ново-Благодарное, Ставропольский край	731—760	18,5	2,5 18,5	40 (39,5)	1,590	8,04	503,1 96,2	2,4 0,9	13,2 2,9	604,9 43,6	43,6 4,4	422,5 52,0	—	—
Прасковейская, Ставропольский край	2693,7—2730	350,0	3,24 Самоизлив	155 (106)	36,542	—	14039,4 97,39	32,9 0,43	273,4 2,18	830,6 2,17	220,5 0,73	21070,7 96,97	—	Br — 57,3 I — 15,2
Али-Юрт, Чечено-Ингушская АССР	3198—3214	1580,0 (?)	6,39 1330,0	127 (90)	50,779	—	18349,5 92,76	83,5 0,80	1110,3 6,44	457,5 0,87	609,0 1,47	29783,9 97,66	—	—
Кавминводы	1108—1199,5	375,0	2,0 350,0	56 (52)	0,955	8,08	258,0 84,0	38,52 13,0	5,59 3,0	308,0 39,00	176,9 27,08	145,5 32,00	—	—

Таблица 36 (продолжение)

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водо-вмещающих пород	Пьезометри-ческий уро-вень, м	Дебит, л/сек Пониже-ние, м	Темпера-тура на глубине пласта (в скобках — на изли-ве), °С	Минерализа-ция, г/л	рН	Химический состав						Преобладаю-щие газы	Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
							мг/л; % экв							
Водоносный комплекс неокома														
Ровненская	2294—2298	125,0	7,24	(99)	20,525	—	7007,6	104,3	749,5	170,8	390,0	12006,6	CH ₄	г—90,0 I—4,0
			125,0				86,89	2,45	10,60	0,80	2,31	96,56		
Черкесская	857—871 903—911	114,0	0,748	37 (23)	23,077	—	7501,9	286,5	988,5	155,7	243,5	13835,0	—	Br—57,3 I—7,1
			114,0				81,85	5,78	12,37	0,64	1,27	97,89		
Праскозейская	3159—3169	Нет св.	5,0	171 (117)	75,106	—	27805,0	117,9	1294,0	341,6	44,4	45212,5	—	Br—130,0 I—10,0
			Изверже-ние паро-водяной смеси				94,21	0,76	5,03	0,43	0,07	99,36		
Датых	1750—1761	Само-излив	1,1	52	45,66	—	16630,0	33,4	166,6	Сл.	408,8	28166,2	—	—
			Нет св.				88,20	1,54	10,20		1,04	98,18		
Нальчик	2294—2385	173	6,95	102 (80)	18,47	7,2	6692,8	13,3	364,0	373,0	37,0	10715,0	—	Br—41,0 I—5,1 H ₂ SiO ₃ —61,4 Li—1,6
			173				93,53	0,35	5,87	1,97	0,25	97,61		
Челбасская	2197—2209	101,0	3,72	101 (66,5)	19,936	—	7366,86	36,5	154,0	1146,0	138,0	10990,0	CH ₄	Br—57,5 I
			52,1				96,62	0,91	2,32	5,43	0,87	93,5		

Т а б л и ц а 36 (окончание)

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водовмещающих пород	Пьезометрический уровень, м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта (в скобках — на изливе), °С	Минерализация, г/л	рН	Химический состав						Преобладающие газы	Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
Водопосный комплекс юры														
Черкесская	1083—1156	110,0	4,4	43 (39,2)	40,492	—	12662,84	559,0	2075,3	337,4	21,4	2428,0	—	Br—60,0
			Нет св.				78,28	7,0	14,72	0,79	0,06	99,14		I—8,0
Безводная	1528—1578	20,0	4,03	(58,0)	12,069	—	4397,03	43,8	78,2	976,0	66,6	6437,4	CH ₄	HBO ₂ —26,0
			20,0				95,93	1,81	1,96	8,03	0,7	91,08		Br—25,6 I—7,2
Кавминводы	1433—1452	148,0	2,30	60 (41)	8,025	—	934,9	249,5	1004,0	3782,0	984,0	996,8	CO ₂	—
			148,0				36,4	18,3	44,9	55,6	18,3	25,0		
пос. Комсомольский	2440—2450	Самоизлив	1,7	120,1 (—)	127,2	—	39838,0	897,0	6332,0	122,0	25,6	74891,0	—	Br—264,0
			Самоизлив				82,0	4,0	14,0	0,2		99,8		I—6,0
Эльдама	1900—1965	Самоизлив	2,8	70 (43)	28,07	—	10086,94	70,65	204,41	1578,85	12,49	16119,81	—	—
			Нет св.				96,46	1,29	2,25	5,81	0,06	94,13		

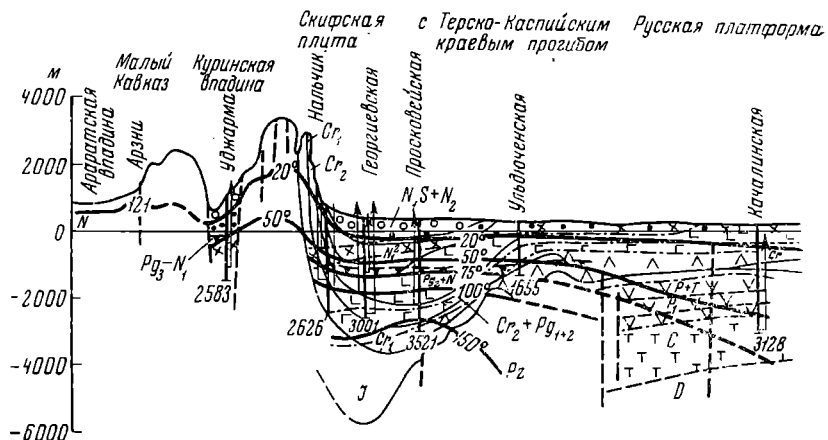


Рис. 20. Гидрогеотермический разрез через Кавказскую складчатую зону, Скифскую эпигерцинскую плиту с краевым прогибом и южную часть Русской платформы по линии Арзни — Уджарма — Нальчик — Качалинская. Составил Б. Ф. Маврицкий по материалам Армянского, Грузинского, Северо-Кавказского и Волго-Донского геологических управлений

Усл. обозначения см. на рис. 14

чехла залегают литифицированные и в значительной степени дислоцированные угленосные глинисто-сланцевые отложения рэт-лейаса¹, на которые с угловым несогласием и разрывом ложатся юрские и меловые осадки. Отложения перми и рэт-лейаса выполняют депрессии в поверхности фундамента и наиболее широко распространены в Южно-Мангышлакско-Устюртской, Амударьинской и Мургабской впадинах. Тектонисты (Вольвовский и др., 1964) относят эти отложения к нижнему структурному ярусу платформенного чехла Туранской плиты. Однако по гидрогеологическим особенностям (значительно бо́льшая дислоцированность по сравнению с верхней частью чехла, повышенная плотность, слабая пористость, связанная с глубокими процессами регионального эпигенеза, и в результате почти полная безводность отложений перми и рэт-лейаса) эти толщи следует относить к породам фундамента, подобно тому, как это сделано для Западно-Сибирской и Скифской эпигерцинских плит. Мощность отложений перми и рэт-лейаса, по геологическим и геофизическим данным, местами достигает 2—3 км (Тектоника Европы, 1964).

Мезо-кайнозойская толща платформенного чехла содержит ряд водоносных комплексов, которые в своей совокупности представляют собой систему взаимосвязанных бассейнов. Наиболее крупными из них являются Тургайский, Чуйский, Сырдарьинский, открывающиеся в Приаралье и через Северо-Устюртскую впадину соединяющиеся с артезианскими бассейнами Прикаспия. Наиболее крупный и сложно построенный Каракумский артезианский бассейн занимает всю западную (Каракумскую) часть Туранской плиты от складчатого Мангышлака на севере до Копетдагской складчатой зоны на юге и от Кызылкумских палеозойских гряд и западных отрогов Южного Тянь-Шаня на востоке до побережья Каспийского моря на западе. На западе водоносные комплексы бассейна погружаются под дно Каспийского моря и вновь прослеживаются в пределах Скифской плиты, где они, как было отмечено ранее, принима-

¹ Возрастную границу этих отложений ряд исследователей понижает до верхней перми (Вольвовский, Гарецкий и др., 1964).

ют участие в строении платформенного чехла плиты. На северо-востоке Каракумский бассейн граничит с системой восточных и северных артезианских бассейнов Туранской плиты.

Вырисовывается громадная водонапорная система, объединяющая артезианские бассейны Скифской и Туранской плит. С ней связана Скифо-Туранская нефте-газоносная провинция, в пределах которой в зоне развития термальных вод вскрываются все известные нефтяные и газовые залежи. Многие сходные черты геологического развития этих плит также свидетельствуют о единстве водонапорной системы, что находит свое отражение и в сходстве общих гидрогеотермических условий Скифской и Туранской плит. Для последней, так же, как и для Скифской плиты, основными водоносными комплексами, содержащими термальные воды, являются юрский, ниже- и верхнемеловой, палеогеновый и неогеновый. Как и на Скифской плите, наиболее развиты меловые водоносные комплексы (рис. 21).

Несмотря на многие сходные черты различные районы Туранской плиты имеют ряд особенностей, вследствие чего удобнее давать гидрогеотермическую характеристику их по каждому району в отдельности.

На крайнем востоке расположена *Чуйская впадина*. Погребенным Улунбель-Таласским валом она разделяется на Чу-Сарысуйскую и Верхне-Чуйскую впадины второго порядка. Как уже отмечалось, эта последняя часть Чуйской впадины глубоко вдается на юго-востоке в складчатую зону северных дуг Тянь-Шаня и является эпиplatformенным сооружением орогенной области, развивавшимся в альпийскую фазу тектогенеза. В наиболее глубоких частях впадин фундамент опущен на глубину 3000 м и более.

Гидрогеотермические условия Чуйской впадины изучены слабо. В. С. Жеваго (1967) отмечает, что на основе данных температурных замеров в небольшом числе глубоких скважин геотермический градиент может быть определен в $2,5-3,5^{\circ}/100$ м, реже — более, причем в центральной части впадины градиент больше, а в краевых — меньше.

К меловым, палеогеновым и неогеновым отложениям приурочены водоносные комплексы с термальной водой. Неогеновый комплекс мощностью до 2000 м развит в юго-восточной части Чуйской впадины (Верхне-Чуйская впадина). В неогеновых песчаных гравийно-галечных водоносных слоях скважинами вскрыты слаботермальные воды. В скважине Саргоу на глубине 1026 м отмечена температура $42,8^{\circ}$. В южной и северной частях Верхне-Чуйской впадины дебит при самоизливе достигает $7,5$ л/сек, в центральной части он уменьшается до $0,5$ л/сек. Воды из верхних горизонтов неогена (до глубины 500 м) пресные, гидрокарбонатно-натриевые. В нижних горизонтах минерализация вод должна резко возрастать в связи с соленосностью миоценовых отложений.

В пределах Улунбель-Таласского погребенного вала слаботермальные воды могут быть встречены лишь в нижней части неогеновых отложений, перекрывающих вал.

В палеогеновом водоносном комплексе мощностью до 500 м в Чу-Сарысуйской депрессии заключены слаботермальные воды (температура на устье до $22-35^{\circ}$), вскрываемые на глубинах от 300 до 650 м. Воды в основном пресные. Дебиты скважин изменяются от 1 до 35 л/сек (скважины поселков Тамгалы, Сузак и др.) в зависимости от водопроводящих свойств вскрытых водоносных горизонтов. В Верхне-Чуйской впадине термальные воды палеогена не изучены.

В меловом водоносном комплексе мощностью до 1000 м и более в Чу-Сарысуйской впадине термальные воды вскрыты неглубокими (до 400 м) скважинами. Воды самоизливаются с дебитами от 5 до 30 л/сек, редко — более. Температура воды на изливе $24-26^{\circ}$, минерализация $0,5-2,6$ г/л, состав — от гидрокарбонатно-натриевого до хлоридно-нат-

риевого. По мере погружения водоносного комплекса водообильность его пород падает¹ (табл. 37).

Расположенный на севере Туранской плиты *Тургайский прогиб* (его южная ветвь) на юго-востоке граничит с Чуйской впадиной и открывается на юг в Северное Приаралье, где граничит с Сырдарьинской впадиной. Прогиб выполнен песчано-глинистой толщей мезо-кайнозоя. В южной, наиболее погруженной, части мощность толщи доходит до 1500 м, реже — более. На севере, в зоне Кустанайской седловины, мощность мезо-кайнозойских отложений снижается до 100—200 м.

Гидрогеотермические условия Тургайского прогиба изучены слабо. По данным В. С. Жеваго (1967), величина геотермического градиента колеблется от 2,5 до 4°/100 м.

Водоносные комплексы с термальной водой содержатся в юрских, меловых и палеогеновых отложениях, причем в северной, наиболее мелкой части прогиба в толще мезо-кайнозоя развиты холодные воды.

В палеогеновом водоносном комплексе мощностью до 300 м из эоценового водоносного горизонта в южной части Тургайского прогиба и *Северного Приаралья* на глубине 200—350 м скважинами получены воды с температурой до 22°, с дебитом до 0,5 л/сек и минерализацией от 9 до 20 г/л. Состав воды сульфатно-хлоридно-натриевый и хлоридно-натриевый.

В меловом водоносном комплексе мощностью до 1000 м в южной части Тургайского прогиба и Северного Приаралья скважинами на глубинах до 400 м (скважины в районе г. Тургая, пос. Амангельды и др.) вскрыты воды с температурой на изливе до 20—22°, дебитом 0,5—2,5 л/сек, редко — более и минерализацией до 15—20 г/л, хлоридно-натриевого состава. Минерализация уменьшается до 3 г/л к периферии прогиба в сторону Казахского мелкосопочника и Мугоджарских гор.

В осевой части прогиба в меловых отложениях можно вскрыть на глубине 800—1000 м воды с температурой до 45—50°.

Термальные воды юры не изучены, но и они должны быть высоко минерализованными, а температура их, судя по геотермическому градиенту и глубине залегания, не должна превышать 75—80°.

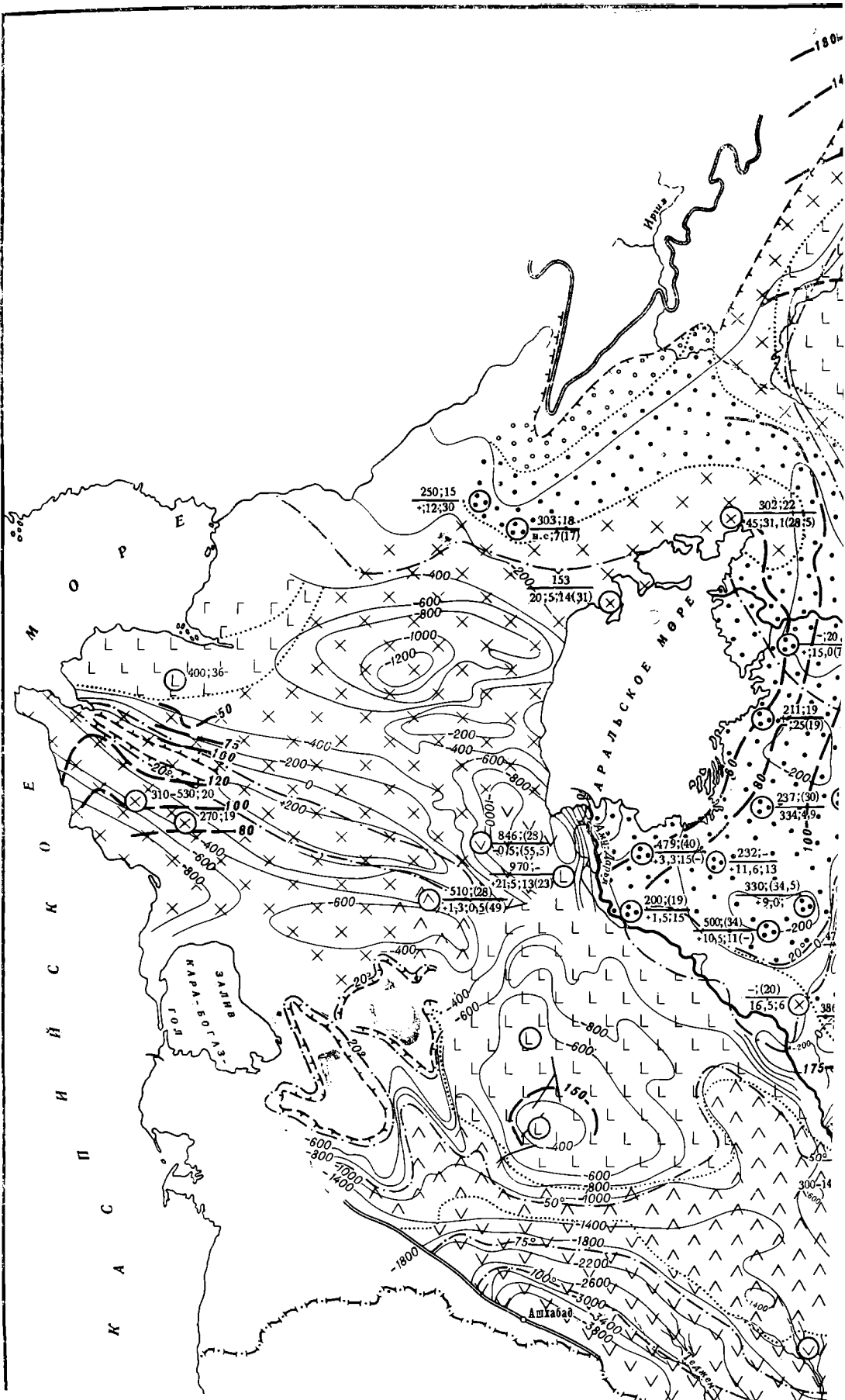
Расположенная к юго-востоку от Аральского моря *Сырдарьинская впадина* имеет ряд погружений и поднятий доюрского фундамента, причем наибольшее погружение фундамента отмечается в южной части. Здесь крупными депрессиями являются Приташкентская и Арысская впадины (прогибы), где фундамент опущен до 2500—3000 м. На поднятиях глубина фундамента уменьшается до 1000 м и менее, а на северо-западе, в Приаральской части Сырдарьинской впадины, редко превышает 1500 м, в этом районе отмечено несколько поднятий и погружений фундамента.

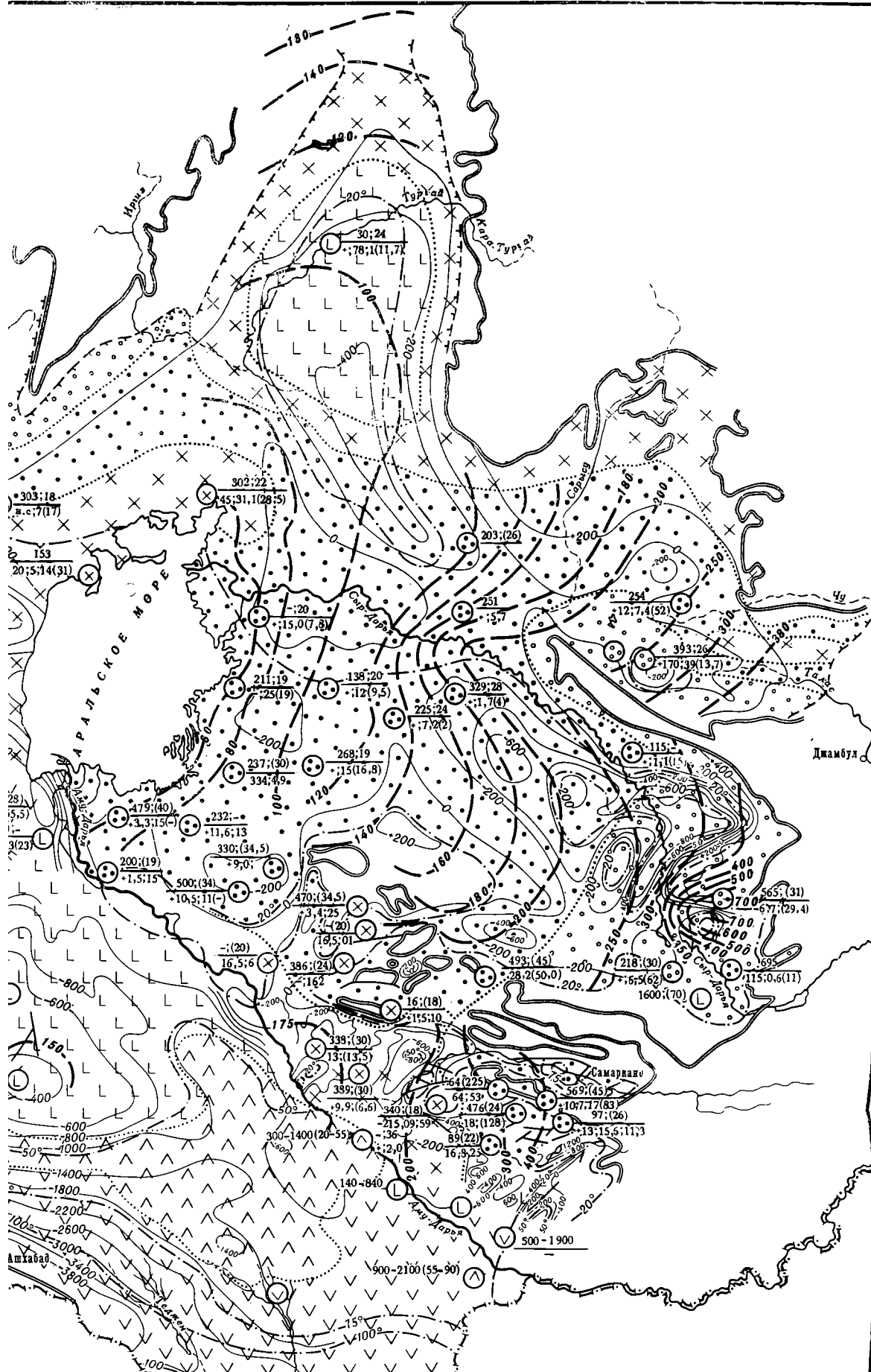
Сырдарьинская впадина выполнена в основном меловыми и кайнозойскими песчано-глинистыми и карбонатными отложениями, причем в Приташкентской впадине на долю неогеновых, в основном глинистых пород приходится 1500 м, палеогеновых — 300 м и меловых — 1000—1200 м.

На основе геотермических исследований в глубоких скважинах В. С. Жеваго (Региональная геотермия, 1967) определил, что величина геотермического градиента колеблется в различных районах впадины от 2,5 до 4,5°/100 м. Чаще она находится в пределах 3—3,5°/100 м.

Термальные воды заключены в юрском, нижнемеловом, верхнемеловом, а на юго-востоке в палеогеновом водоносных комплексах. Последний распространен в основном в юго-восточной — Приташкентской части Сырдарьинской впадины. Сложен этот комплекс песчаниками, известняками с прослойками мергелей и глин. Наиболее изучен палеогеновый

¹ В связи с тем, что в строении фундамента впадины принимают участие соленосные породы девона и карбона, в ее наиболее глубоких частях следует ожидать распространения соленых и рассольных термальных вод.





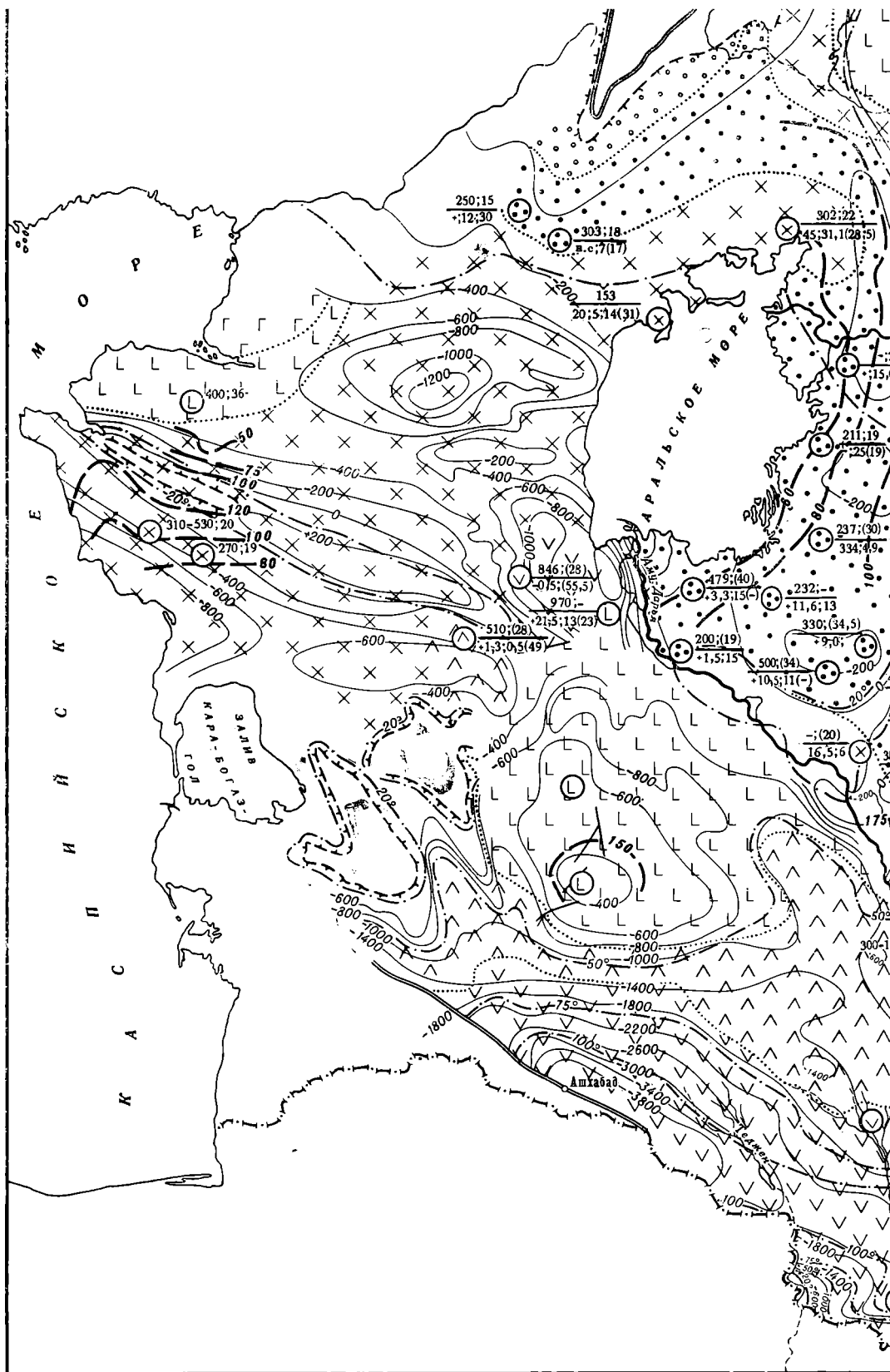
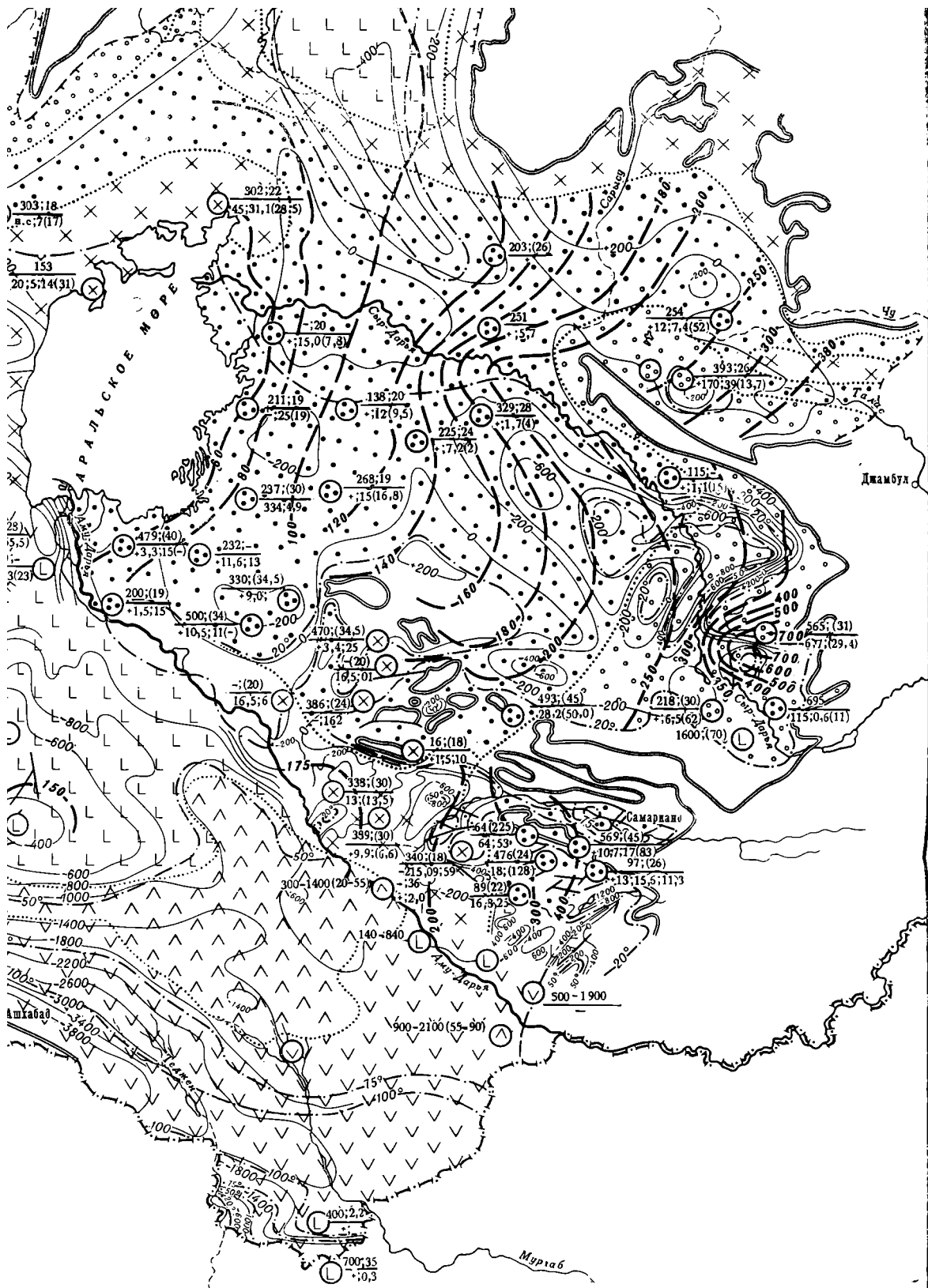


Рис. 21. Карта термальных вод, заключенных в верхнемеловом водоносном комплексе Туранской ко по материалам КАЗИМСа (В. С. Жеваго, Г. Р. Алещенко, Н. М. Бондаренко), Узбекского гидроческого управления (Л. Г. Соколовский)

Дробь у скважины: числитель — интервал опробования в м; температура на глубине пласта, в скобках — на в м/сек (в скобках — понижение в м). Остальные усл. обозначения см. на рис. 15 и 18



водоносном комплексе Туранской эпипалеозойской плиты. Составили Б. Ф. Маврицкий и Г. К. Антонен-М. Бондаренко), Узбекского гидрогеологического треста (Т. Б. Гребенщикова) и Туркменского геологи-

ура на глубине пласта, в скобках — на изливе в °C; знаменатель — пьезометрический уровень (+ — самонизлив); дебит 1. на рис. 15 и 18

Характеристика термальных вод восточных районов Туранской плиты *
(Чуйская и Тургайская впадины, Северное Припаралье, Сырдарьинская впадина, Центрально-Кызылкумская зона поднятий)

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водовмещающих пород	Пьезометрический уровень (со знаком минус — ниже поверхности земли), м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта (в скобках — на изливе), °C	Минерализация, г/л	pH	Химический состав**					
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl
							мг/л; % экв					
Тургайская и Чуйская впадины												
13 км к северу от пос. Тургай	334,0—390,0 Cr ₂ cm — st	6,0	0,6	24,0 (?)	16,5	6,3	5486,0	182,0	444,0	Следы	1835,0	8439,0
			11,7				86,9	5,3	7,8		13,8	86,2
30 км северо-северо-восточнее пос. Карарын	307,0—330,4 Cr ₂ sn	—	10,0	24,5 (?)	2,0	—	747,7	Следы	11,4	363,0	330,8	710,0
			30,0				98,3		1,7	18,7	20,8	60,5
111 км северо-северо-восточнее пос. Сузак	254 Cr	—12	7,4	—	1,7	6,8	365,2	67,2	124,0	195,2	160,0	752,6
			51,7				57,5	20,1	22,4	11,6	11,8	76,6
30 км северо-восточнее пос. Аксумбе	350,0—375,0 Cr ₂	24	115,0 (?)	26,0 (?)	0,7	7,6	251,8	2,5	12,8	329,4	164,2	105,7
			23,2				92,8	1,8	5,4	46,0	28,7	25,3
Южно-Казахстанская обл. сев. склон Каратау	398,0—406,0 Cr ₂ sn	—17,0	30,0	26,0	0,5	7,4	63,3	18,1	61,9	189,5	121,4	60,2
			13,7				38,0	20,0	42,0	42,0	35,0	23,0
41 км северо-восточнее пос. Кызылжудыз	230,0—263,0 N	—6,5	7,4	—	0,3	—	41,0	21,0	20,0	119,0	81,0	27,0
			4,0				39,5	38,5	22,0	45,0	38,0	17,0
г. Фрунзе	347—360 Pg(?)	3,80	5,50	(25,2)	0,261	—	48,3	7,3	16,0	122,0	52,7	14,2
			35,0				60,0	17,14	22,86	57,14	31,43	11,43

** Таблица составлена по данным Узбекского гидрогеологического треста, КазИМСа, СанГИМСа, Киргизского геологического управления.

* Среди газов преобладает азот.

Таблица 37 (окончание)

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водоупорных пород	Пьезометрический уровень (со знаком минус — ниже по- верхности земли), м	Дебит, л/сек Пониже- ние, м	Темпера- тура на глубине пласта (в скобках — на изли- ве), °С	Минерали- зация, г/л	pH	Химический состав					
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl
							мг/л; % экв					
Сырдарьинская впадина												
Чимкентская обл. Арыский район, с. Тамерлановка	809,0—822,0 Pg	—	33,0	38	0,5	7,8	202,0	5,0	14,0	402,0	68,0	42,0
							88,0	4,1	2,1	71,6	15,2	13,2
г. Ташкент, стадион «Пищевик»	1948—2340 (Cr ₁ + + Cr ₂) tsch	35,0	10,72	(65)	0,68	8,2	229,0	2,0	9,0	335,0	125,0	81,0
			Самоизлив				95,0	1,0	4,0	51,0	25,0	22,0
В 16 км на запад от ст. Мирзачул	1600—1617 Cr + Pg	33,0	Самоизлив	(40)	28,77	7,3	9099,9	282,0	1400,0	85,4	1604,2	16070,0
							81,0	5,0	14,0	0,14	6,86	93,0
Центрально-Кызылкумская зона поднятий												
Центрально-Кызылкумский р-н (Бешбулакская впадина)	100—121 Cr ₂	—	15,0	(28,5)	3,9	7,1	913,0	192,0	136,0	207,0	1267,0	1081,0
			Самоизлив				65,50	15,92	18,58	5,64	43,78	50,58
Восточно-Кызылкумский р-н, в 30 км от райцентра Тамды	180—200 Cr ₂	49	25,0	(27,5)	2,8	7,2	838,0	86,0	50,0	244,0	818,0	839,0
			Самоизлив				81,12	9,6	9,2	9,0	38,0	53,0
Центрально-Кызылкумский р-н (Карагатинская впадина)	493—515 Cr ₂ sn	28,2	50,0	(45)	2,5	6,6	403,0	244,0	77,0	110,0	1085,0	408,0
			Самоизлив				48,4	34,0	17,6	5,2	62,8	32,0

водоносный комплекс в районе долины р. Ангрен, где скважинами на глубине 350—770 м вскрываются самоизливающиеся воды с температурой на изливе 34—43,5°, с дебитом до 14 л/сек (Ахан-Гаран), редко — до 23 л/сек (близ сел. Телуа). Минерализация воды не превышает 2 г/л, состав сульфатно-гидрокарбонатно-натриевый.

Верхнемеловой водоносный комплекс, представленный песками и песчаниками дарбазинской свиты (общая мощность водоносных горизонтов составляет 50—60 м), распространен по всей площади Приташкентского района, обнажаясь в его северо-восточной части (Чули) и погружаясь в юго-западном направлении до 1600 м (Мирзачуль). Воды из верхнемелового комплекса самоизливаются с температурой от 30—45° (Голодная степь) до 70° (Мирзачуль); дебит при самоизливе колеблется от 3—9 (Голодная степь) до 16 л/сек (Ташкент). В Ташкенте минерализация воды доходит до 3 г/л, увеличиваясь в Мирзачуле (в наиболее погруженной части) до 29 г/л. Состав вод — от гидрокарбонатно-натриевого до хлоридно-натриевого.

По данным В. С. Жеваго, в Арысской депрессии возле ст. Арысь с глубины 500 м из верхнемеловых песчаников и песков (турон) получены самоизливающиеся воды с температурой 43° и дебитом 15,4 л/сек, минерализация вод составляет 0,85 г/л. В Коскунгурской скважине из тех же отложений с глубины 986—1047 м вскрыта вода с температурой на изливе 55° и дебитом 36 л/сек; минерализация воды — 1,4 г/л. В другой Коскунгурской скважине с глубины 1295—1330 м получены воды такого же состава и минерализации с температурой на устье 71° и расходом до 20 л/сек. По-видимому, здесь имеются тектонические нарушения, которые создают аномальный геотермический режим отдельных участков (градиент 4—5° / 100 м).

В Тимурской скважине вода фонтанировала с температурой 45°. В районе г. Туркестана в туронском водоносном горизонте скважина вскрыла на глубине 872—982 м самоизливающиеся воды с температурой 32° и дебитом 21 л/сек. Минерализация воды составляла всего 0,4 г/л.

В северной части Сырдарьинской впадины, там, где верхнемеловые отложения залегают неглубоко (от 200 до 350 м, местами — глубже), скважины вскрывают самоизливающиеся воды с температурой до 25—30° и расходом до 25 л/сек. Минерализация воды колеблется от 1 до 3 г/л.

В ряде мест происходит разгрузка меловых вод по тектоническим трещинам, захватившим породы не только фундамента, но и осадочного чехла (до эоцена включительно). Л. А. Островский (1963) отмечает очаги таких разгрузок на возвышенности Карактау и в Южном Приаралье. Этот же автор указывает, что общее направление потока вод в меловом водоносном комплексе идет с юго-востока (от Чулей) на северо-запад — к Аральскому морю.

Альб-сеноманский водоносный комплекс (чапакская свита) наиболее изучен в Приташкентском районе Сырдарьинской впадины (Бедер, 1961; Термальные воды СССР, 1963). Мощность водоносных горизонтов среднечапакской свиты, являющейся основной частью комплекса, составляет 45—140 м. Наибольшее погружение кровли комплекса отмечается юго-восточнее Ташкента, где его вскрывают скважины на глубине до 2100 м. Избыточные напоры вод комплекса изменяются от 1—5 атм в районе Чулей (наиболее возвышенная часть Сырдарьинской впадины) до 19 атм в районе Ташкента. Температура воды на изливе в районе Чулей достигает 27°, увеличиваясь в Ташкенте до 50—70°. Дебит скважин при самоизливе изменяется от 4,5 до 35 л/сек. Минерализация вод менее 1 г/л, состав гидрокарбонатно-натриевый. Воды щелочные (рН до 8,2). Узбекские гидрогеологи считают этот водоносный комплекс наиболее перспективным для использования термальных вод в целях теплоснабжения и в бальнеологии.

Интересные данные получены о термальных водах палеозойских отложений, вскрытых скважинами в районе Хаватага на юге Сырдарьинской впадины, там, где она граничит с Ферганской впадиной. Здесь меловые отложения непосредственно налегают на палеозойские закарстованные известняки, которые вскрыты в интервале 1310—1321 м. Самоизлив скважин превысил 10 л/сек, а в одной из них достиг 28 л/сек. Температура воды на изливе 55°, минерализация равна 4 г/л, состав вод хлоридно-натриевый. Нельзя считать, что такие результаты могут быть получены на большей площади, однако следует учитывать, что в ряде случаев породы фундамента в краевых частях Сырдарьинской впадины могут содержать значительное количество термальных вод.

К юго-западу от Сырдарьинской впадины между выходами палеозойских пород *Центральных Кызылкумов* располагается группа малых впадин и приуроченных к ним артезианских бассейнов, выполненных в основном меловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями. Мощность мезо-кайнозойских пород в наиболее погруженных частях впадин, по геофизическим данным, достигает 600—1500 м. Тектоническая раздробленность фундамента приводит здесь к грабеноподобным погружениям отдельных блоков, которые выполняются мезо-кайнозойскими отложениями. Между этими погружениями, отделяясь разломами, поднимается ряд горстов-возвышенностей, сложенных дислоцированными палеозойскими породами, часто надвинутыми на мезозойские породы (Кульдзуктау, Ауминзатау, Тамдытау, Букантау и др.).

Гидрогеотермические условия Центральных Кызылкумов изучены недостаточно. Известно, что основным водоносным комплексом с термальной водой является меловой (турон-сенон), сложенный песками и песчаниками с прослойками глин. Воды из этих отложений вскрываются скважинами глубиной до 500 м. Скважины, как правило, имеют самоизлив, дебиты колеблются от 5 до 35 л/сек, а температура воды на изливе варьирует от 20 до 45°. Особенно водообильны скважины в Карагатинской впадине. Здесь дебит скважин часто достигает 30—50 л/сек, хотя есть скважины и с малыми дебитами (до 1—2 л/сек и менее). Во многих скважинах на глубине 190—400 м температура воды на изливе 37—39°. Такая температура значительно выше возможной расчетной, которая могла бы быть на этой глубине при среднем геотермическом градиенте 3,5°/100 м, рассчитанном Т. Б. Гребенщиковой для района Центрально-Кызылкумских впадин. Это явление, видимо, следует объяснить влиянием очагов разгрузок (скрытых и открытых), приуроченных к зонам разломов. Этим же следует объяснить высокую температуру воды (45°), отмеченную на изливе в наиболее глубокой (515 м) скважине Карагатинской впадины (воды выведены с глубины 493—515 м из верхнемеловых песчаников). Косвенным указанием на наличие здесь зоны дробления является и исключительно высокий дебит скважин (50 л/сек). Таких высоких дебитов в Центрально-Кызылкумском районе нигде больше не отмечено.

В другой наиболее крупной впадине этого района — Мынбулакской — из верхнемелового водоносного комплекса с относительно небольших глубин (200—490 м) скважинами выведены самоизливающиеся воды с повышенной для таких глубин температурой 32—37°. Дебиты скважин достигают 16—25 л/сек. Все это так же, как и в Карагатинской впадине, объясняется приуроченностью участков, на которых пройдены скважины, к зонам разломов. С зоной разлома связан и источник, находящийся в пос. Тамдыбулак: температура воды источника 22°, расход — 8 л/сек, минерализация — 0,8 г/л. Источник расположен у северо-восточного подножия гор Тамдытау, вдоль северного фаса которых прослежен крутопадающий сброс, пересекающий не только фундамент, но и песчано-глинистые отложения верхнего мела и, возможно, палеогена.

Минерализация вод, вскрываемых в меловом комплексе указанных впадин, чаще всего колеблется от 2 до 5 г/л, состав вод в основном хлоридно-сульфатно-натриево-магний и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый (табл. 37).

В некоторых более мелких по размеру впадинах Центральных Кызылкумов (Укузакская, Бешбулакская, Аякагитминская и др.) в меловых отложениях скважинами вскрываются слаботермальные воды, сходные по минерализации и составу с охарактеризованными водами Мынбулакской и Карагатинской впадин.

На площади *Каракумского района* расположена сложная водонапорная система (Каракумский артезианский бассейн), состоящая из водоносных комплексов, которые приурочены к мезо-кайнозойским терригенно-карбонатным и соленосным породам.

Гидрогеотермические условия района изучены неравномерно. Имеется достаточное количество гидрогеологических и геотермических данных по Бухаро-Хивинской газонефтеносной области, расположенной в восточной части Амударьинской впадины, по Центрально-Каракумскому своду, по отдельным участкам Южно-Мангышлакско-Устюртской впадины, т. е. по тем районам, где проводились и проводятся основные поисково-разведочные работы на нефть и газ. По другим районам имеются лишь данные единичных опробований в редкой сети нефтеразведочных скважин. Третьи районы, как например значительные площади Мургабской впадины, еще не затронуты бурением.

Геотермический градиент, определенный по температурным замерам в скважинах, колеблется в довольно широких пределах — от 2 до 4°/100 м, в ряде случаев он бывает и выше 4°/100 м. В. Н. Корценштейн (1964а) приводит средние величины геотермического градиента для Бухаро-Хивинской газонефтеносной области, равные 3—4°/100 м, реже — более.

Для центральных и западных частей Каракумского района В. В. Колодий, И. В. Соколов, Л. Г. Соколовский и В. Ф. Борзасев (1964) приводят величину геотермического градиента 2—4,3°/100 м, причем указывают, что чаще всего он бывает равным 3—4°/100 м.

Характерной особенностью наиболее изученной восточной части Амударьинской впадины, протягивающейся между правобережьем Амударьи и системой Центрально-Кызылкумских поднятий от Султан-Уиздага до отрогов хребта Кугитангтау, является сочетание тектонических ступеней (Бухарская, Чарджоуская, Беладжинская) с массой куполовидных поднятий (более 100).

Первый от поверхности водоносный горизонт с термальной водой — верхнемеловой (верхний турон-палеоцен). Он сложен песками, песчаниками, известняками с прослойками глин общей мощностью до 700 м. Температура воды при самоизливе достигает 35—45°. Дебит скважин различен — от незначительного до 16 л/сек (Южно-Мубарекское поднятие). Минерализация изменяется от 2 до 11 г/л, причем наибольшая величина минерализации отмечается на северо-западе района. Состав вод — от гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатно-натриевого до хлоридно-натриевого (табл. 38).

Верхне- и нижнемеловой водоносный комплекс залегает ниже нижнетуронских глин и сложен переслаивающейся толщей алевролитов, известняков, глин, в районе отрогов Гиссарского хребта с прослойками конгломератов и гравелитов, общая мощность отложений до 800 м. Температура в пластовых условиях в наиболее погруженных частях достигает 60—75° и более. Дебит скважин при самоизливе обычно бывает небольшим — до 2—5 л/сек, реже — более. В основном минерализация термальных вод здесь находится в пределах 1—10 г/л, и лишь на юго-западе в зоне погружения (1000—1300 м и более) воды становятся рас-

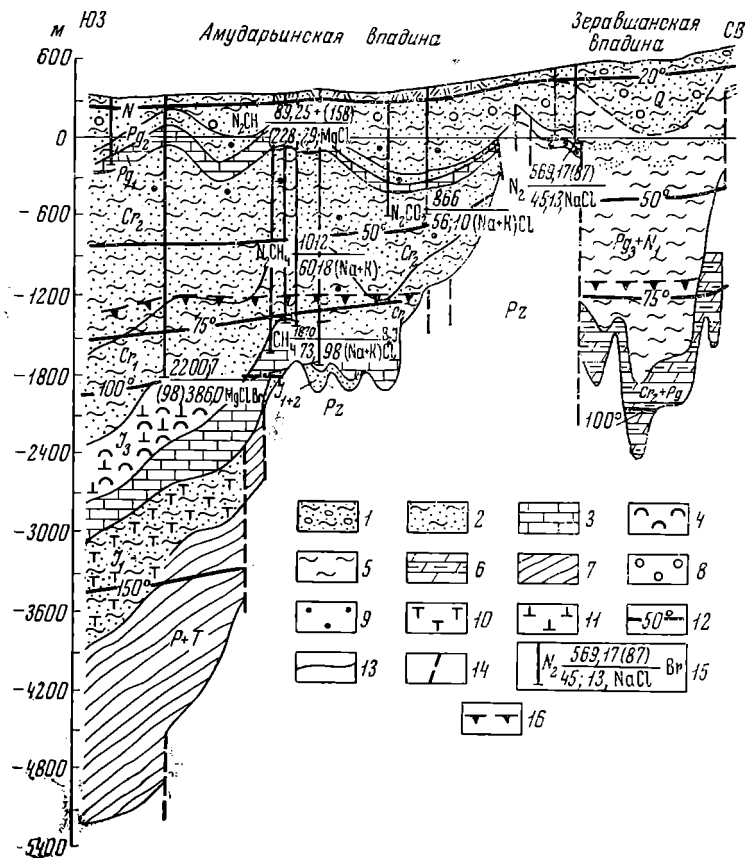


Рис. 22. Гидрогеотермический разрез через Жетсайскую впадину и восточную часть Амударьинской впадины (составили Т. Б. Гребенщикова, Л. А. Островский и Б. Б. Таль-Вирский с добавлениями Б. Ф. Маврицкого)

Отложения: 1 — песчано-гравийные, глинистые (Q), 2 — песчано-глинистые (Cr₁, Cr₂, N), 3 — карбонатные (J и Pg), 4 — галогенные (J₂), 5 — в основном глинистые (Pg₂ — N₁), 6 — глинисто-мергелистые (Cr₂ + Pg), 7 — в основном глинистые сланцы (P + T, возможно рэт-лейас); зоны минерализации в г/л: 8 — до 1, 9 — 1—3; 10 — 200—300; 11 — 300—500; 12 — изотермы; 13 — стратиграфические границы; 14 — разломы; 15 — скважины и интервал опробования: перед дробью — преобладающие газы, числитель — глубина интервала опробования в м, дебит в л/сек, в скобках — понижение в м, знаменатель — температура воды в °С, минерализация в г/л, основные компоненты химического состава; после дробей — микрокомпоненты; 16 — примерная верхняя граница распространения метановых вод

солевыми (в неоконе). Основной состав вод гидрокарбонатно-натриевый, на юго-западе — хлоридно-натриевый.

В Питнякском районе в долине р. Амударьи с меловыми отложениями, выходящими на поверхность и разорванными тектоническими нарушениями, связаны источники с температурой до 21—23°, расходом до 4 л/сек и минерализацией 4—5,5 г/л (источники Аучибулак, Агарбулак, Кошабулак и др.). Состав воды гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый.

Термальные воды юрского водоносного комплекса заключены в основном в известняках и песчаниках с прослойками глин (средняя и верхняя юра), отделенных от лежащих выше комплексов толщey соляно-гипсовых отложений кимеридж-титона (гаурдакская свита), а там, где этих отложений нет, — нижнемеловыми глинами (рис. 22). Мощность юрского комплекса изменяется в широких пределах — от 50 до 1500 м. Севернее структур Газли и Сетелан-Тепе юрские отложения выклиниваются.

Таблица 38

Характеристика термальных вод западных районов Туранской плиты *
(Северо-Устюртская, Южно-Мангышлакско-Устюртская впадины и Каракумский район)

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водо-вмещающих пород	Пьезометрический уровень (со знаком минус — ниже поверхности земли), м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта (в скобках — на изливе), °С	Минерализация, г/л	pH	Химический состав						Преобладающие газы	Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
							мг/л; % экв							
В г. Кунграде	1070—1090	21,50	1,25	—	159,0 **	6,8	51200,0	3600,0	5000,0	4,0	4800,0	94850,0	—	—
	Cr ₂		23,0				80,0	11,0	9,0	—	4,0	96,0		
Барса-Кельмес-ский артезиан-ский бассейн	846,5	--32(?)	0,51	(28)	17,3 ***	6,9	4210,0	584,0	1082,0	73,0	4992,0	6384,0	—	—
	Cr _{2t}		55,5				63,0	10,0	27,0	—	37,0	63,0		
п-ов Бузачи	248—300	Самоизлив	—	22,0	7,6	7,1	2718,6	42,5	62,2	378,0	1507,0	3091,0	N ₂	NH ₄ — 2,0
	Cr _{1al}						94,7	2,8	22,5	5,0	25,1	69,9		Br — 16,0
Жетыбай	1208—1212	21,0	2,3	43	18,543	—	6413,26	85,01	481,71	195,32	1803,38	9564,41	CH ₄	Br — 40,08
	Cr ₁		—	(на гл. 800 м)			89,9	2,3	7,8	1,8	11,2	87,0	N ₂	I — 3,24
	2535—2555	110,0	Самоизлив	104	136,37	—	39819,67	1841,86	10046,48	100,80	289,70	84261,60	CH ₄	Br — 241,0
Узень	J ₂						73,0	6,0	21,0	0,1	0,20	99,7		I — 10,5
	439—455	135	Нет св.	30	10,725	—	3972,96	23,86	35,94	1354,2	268,3	5035,32	N ₂	Br — 10,43
	Cr _{1al}						97,5	1,4	1,1	13,1	3,3	83,6	CN ₄	B ₂ O ₃ — 12,58
	1252—1256	106	—	60	151,075	—	46675,05	2289,89	10773,13	30,50	23,04	91283,40		Br — 244,23
	J ₂						79,7	6,8	19,5	0,05	0,05	99,9	CH ₄	I — 9,42
														B ₂ O ₃ — 31,64

* Таблица составлена по данным нефтегазозведочных организаций, Туркменского геологического управления, Узбекского гидрогеологического треста и др.

** В вышележащих водоносных горизонтах мела минерализация термальных вод снижается до 15—20 г/л.

*** В нижележащих водоносных горизонтах мела минерализация термальных вод увеличивается до 100—130 г/л.

Таблица 38 (окончание)

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водо-вмещающих пород	Пьезометрический уровень (со знаком минус — ниже поверхности земли), м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта (в скобках — на изливе), °С	Минерализация, г/л	рН	Химический состав						Преслаждающие газы	Характерные компоненты, мг/л
							Na + К	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
							мг/л; % экв							
У оз. Сарыкамыш	290—540 Cr ₂ cm + t	0,7	40—45 Самоизлив	(32)	35,4	7,4	10828,0 78,0	700,6 9,5	1512,4 12,5	85,4 0,24	3409,0 11,74	18871,4 88,02	—	—
На косе в зал. Кара-Богаз-Гол	610—1160 Cr ₁₊₂ al — cm	—	2,9 Самоизлив	48	52,67	Нет св.	16420,0 79,9	650,0 5,9	2540,0 14,2	110,0 0,2	2730,0 6,4	29630,0 93,4	—	—
Во впадине Ахча-Кая	510—650 Cr ₂ cm	Выше поверхности земли	10—12 Самоизлив	43	74,60	—	24920,0 83,9	798,0 5,0	2770,0 10,0	116,0 0,2	696,4 1,2	45105,0 98,6	—	—
Каракалпакская АССР, на аллювиально-дельтовой равнине к северо-западу от Ходжейли	240—470 Cr ₁ al	4,05	0,35 Нет св.	23	4,182	8,0	1341,0 90,2	24,0 3,1	86,0 6,7	308,0 7,8	1387,0 44,8	1089,0 47,6	—	—
Дарваза-Зеаглинское поднятие	430—615 Cr ₂ cm	—	—	—	47,4	—	16063,0 84,8	608,0 6,1	1503,0 9,1	122,0 0,3	66,7 0,1	29077,2 99,6	—	Br—106,6 I—4,2 B ₂ O ₃ —60,0
	810—1040 Cr ₁ al	Самоизлив	—	34,2	116,4	—	32542,0 69,3	1732,0 7,0	9669,3 23,6	6,1 —	105,3 0,1	72338,4 99,0	—	Br—337,0 I—8,46 B ₂ O ₃ —111,6

Юрский водоносный комплекс, вместе с нижнемеловым является основной нефтегазоносной толщей Бухаро-Хивинской области. По данным В. Н. Корценштейна (1964а), в ряде глубоких скважин температура достигает 101—107° (площади Кемачи-Зекры, глубина 2240 и 2650 м; площадь Алат, глубина 2650 м и др.). Самоизлива скважин обычно не наблюдается. Данных о дебите скважин почти нет. Температура воды, замеренная при откачках, достигает 77° — площади Шур-Сай, Шур-Тепе (глубина водоносного пласта 1609—1636 м). На площади Зеварды температура воды, изливавшейся с глубины 2200 м, была 96°, минерализация воды — 386 г/л, состав — хлоридно-магниевый-кальциевый-натриевый (вода из соленосной толщи кимеридж-титона). Обычно минерализация вод не превышает 150 г/л, колеблясь в пределах 70—100 г/л. На ряде поднятий (структуры Шурчи, Ак-Бакыр) происходит дальнейшее снижение минерализации, но почти нигде она не опускается ниже 20 г/л. Состав вод метаново-азотный и метановый хлоридно-натриевый.

На крайнем юго-востоке в районе Гаурдака породы юры, мела и палеогена обнажаются на поверхности и вскрываются скважинами. С зонами тектонических нарушений связан карст в юрских отложениях (карстовые пустоты отмечены на Гаурдакском серном месторождении, в отрогах Кугитангского хребта).

В этом районе из неокомских песчаников скважинами выводятся самоизливающиеся рассолы с температурой до 32°, минерализацией до 165 г/л, хлоридно-натриевого состава. Юрский водоносный комплекс содержит рассольные воды с минерализацией 100—150 г/л и температурой на устье от 20 до 35°. Дебиты некоторых самоизливающихся скважин (глубиной до 970 м), вскрывших весь водоносный комплекс до подстилающих палеозойских пород, очень различны — от 0,5 до 65 л/сек. Метаново-сероводородные хлоридно-натриевые рассолы характеризуются высокой газонасыщенностью, содержат большое количество сероводорода — от 100 до 1140 мг/л, повышенные количества йода — 8—34 мг/л, брома — 145—400 мг/л. В соленосной гаурдакской свите рассолы достигают минерализации 395—445 г/л, состав их становится хлоридно-магниевый-кальциевый.

В западной части Амударьинской впадины (к западу от долины р. Амударьи), Мургабской впадине и Кушкинском поднятии описанные водоносные комплексы содержат в основном соленые и рассольные воды.

Верхнемеловой — палеогеновый водоносный комплекс изучен слабо. Он представлен глинисто-мергелисто-известковой толщей с прослойками песчаников общей мощностью от 500 до 1000 м. На юге, где расположена группа Кушкинских скважин, водоносный комплекс залегает на глубине от 30 до 800 м и включает в себя терригенно-карбонатные отложения сенона-эоцена. Воды, вскрываемые скважинами, самоизливаются с температурой 20—35°. Минерализация их изменяется от 6,5—17 г/л в верхней части разреза до 60 г/л — в нижней. Состав хлоридно-натриевый. Воды содержат сероводород в количестве от 25 до 260, йод — до 13 и бром — до 110 мг/л (скважины Кара-Чоп, Тумбинская, Бердыклыч). Дебит скважин незначительный — до 3 л/сек.

Юрско-аптский водоносный комплекс содержит рассольные воды. Скважины самоизливаются, дебит незначительный, менее 1 л/сек.

Особо следует отметить необычайно высокую минерализацию термальных вод, вскрываемых на площади Мургабской впадины в соленосной гаурдакской свите. Из юрского комплекса на структуре Керки-Таг получен с глубины 2908 м из соленосной гаурдакской свиты рассол с минерализацией 546 г/л хлоридно-кальциевый-магниевый состава. Температура рассола на изливе достигала 95° при первоначальном дебите свыше 10 л/сек. Через пять суток дебит сократился до 1 л/сек, а через десять — устье скважины полностью закупорилось солями, выпавши-

ми из рассола. Аналогичное явление наблюдалось в скважине, пройденной севернее г. Байрам-Али, где из соленосных отложений верхней юры с глубины 3279 м был получен рассол с минерализацией до 444 г/л, температурой до 102° и первоначальным дебитом более 20 л/сек. Через некоторое время устье скважин было закупорено отложениями солей, выпавшими из рассола. Подобные рассолы были вскрыты на Майской структуре южнее г. Мары.

Все эти рассолы содержат до 32 мг/л йода, 174 мг/л брома, 15 000 мг/л калия и 3400 мг/л стронция.

На площади Байрам-Али минерализация вод в верхнемеловом (сеноман-палеогеновом) водоносном комплексе при глубине опробованной части от 900 до 1640 м изменяется от 10 (вверху) до 37 г/л (внизу); состав вод хлоридно-натриевый. В неокотских отложениях, налегающих на соленосную гаурдакскую свиту, минерализация достигает 120 г/л (интервал испытаний 2902—2972 м).

На Фарабской площади в сенон-палеогеновом водоносном комплексе на глубинах от 250 до 650 м минерализация воды изменяется от 8 до 12 г/л, состав вод хлоридно-натриевый. В апт-сеноманском комплексе на глубинах 820—1410 м она повышается от 12 до 64 г/л, а в лежащих ниже породах неокота (глубина 1720—2060 м) увеличивается до 157—162 г/л. Температура на глубине пластов по термокаротажу в интервале 800—2500 м колеблется от 50 до 100° и более. Расходы скважин при опробовании отдельных интервалов не превышают 2—3 л/сек. Примерно такая же минерализация отмечена у вод юрского водоносного комплекса.

К северу от Фарабской площади на структуре Туя-Муюн гидрохимический разрез сходен с фарабским. Геотермические их условия также близки. Дебиты скважин незначительны. При изливе температура воды достигает 30° (глубина 1205 м) — 36° (глубина 1340 м). На расположенной неподалеку структуре Султан-Санджара с глубины 1425 м получена вода с температурой на изливе в 58°.

При анализе фактического материала Л. Г. Соколовским подмечена определенная закономерность в изменении минерализации термальных вод Каракумского района: в отложениях неокота-апта-альба и сенона она уменьшается с юга на север. В передовых складках Копетдага и в Кушкском районе минерализация вод верхнего мела достигает 57—60 г/л. К северу, в Зеагли-Дарвазинском районе, минерализация уменьшается до 10—46 г/л, в Байрам-Алийском районе — до 10—37 г/л, на Фарабской площади — до 8—15 г/л.

Гидрогеотермические условия Прикопетдагского краевого прогиба почти не изучены. Неогеновые, палеогеновые и сенонские отложения общей мощностью более 3—4 км в этом районе сложены в основном глинисто-мергелистыми осадками и характеризуются очень малой водообильностью. Апт-сеноманские водоносные породы, по геофизическим данным, могут быть встречены в пределах прогиба на глубинах 4—5 км. Таким образом, возможность практического использования термальных вод в этом районе, по-видимому, крайне незначительна.

В районе Центрально-Каракумского свода термальные воды вскрыты многочисленными разведочными скважинами, прошедшими всю мезо-кайнозойскую толщу. Фундамент вскрыт на глубинах, редко превышающих 2000 м. Температуры в основании мезозоя достигают 70—85°. Глинисто-мергелистая толща сенона-палеогена мощностью до 450 м практически безводна. Водоносный комплекс альб-турона мощностью более 600 м представлен песчаниками и алевролитами с прослойками глин. Нижний водоносный комплекс юры-неокота мощностью до 950 м сложен переслаивающимися песчаниками, алевролитами, глинами и известняками (последние развиты в нижней, юрской части разреза).

При компрессорных откачках из альб-туронского и юрско-неокомского комплексов получены незначительные дебиты, не превышающие 2—3 л/сек. Минерализация вод увеличивается по мере углубления: 10—15 г/л — в туроне (глубина 280—320 м), 45 г/л — в сеномане (глубина 585—650 м), 50—90 г/л в альбе (глубина 780—995 м), 110—140 г/л — в апте (глубина 1000—1100 м) и 145—180 г/л — в неокоме и юре (глубина 1315—1800 м).

К юрско-неокомскому водоносному комплексу приурочены основные газовые залежи в данном районе. Состав вод здесь метановый хлоридно-натриевый; в нижней части разреза — хлоридно-натриево-кальциевый.

На северной окраине Центрально-Каракумского свода термальные воды из отложений мела выведены скважинами, пройденными в Ахчакаинской впадине, а также на Красноводском полуострове в пределах Кара-Богазского свода. В Ахчакаинской впадине с глубины 640 м при вскрытии отложений сеномана получена самоизливающаяся вода с температурой 43°, минерализацией 60 г/л. На Красноводском полуострове на площади Северные Карши из альба с глубины 950 м на границе с палеозойским фундаментом получен самоизлив воды с температурой 37,5° и минерализацией 44 г/л.

К северу от района каракумских поднятий расположена крупная *Южно-Мангышлакско-Устюртская впадина*. А. Л. Яншин и Р. Г. Гарецкий (Тектоника Европы, 1964) называют эту впадину «синклиналь бессточных впадин». Доюрский фундамент впадины опущен до 4—5 км под осадочный покров мезо-кайнозойских терригенно-карбонатных пород (Геологическое строение и нефтегазоносность Мангышлака, 1963).

Гидрогеотермические условия района изучены неравномерно. Наиболее полные данные имеются по нефтеразведочным площадям. Замеренные температуры в нефтеразведочных скважинах Жетыбая и Узенья, по данным В. Н. Корценштейна (1964), достигают на глубине 1000 м 48—51°, на глубине 2000 м — 84—88° и на глубине 2500 м — 100—105°. В. С. Жеваго (1963) отмечает, что средний геотермический градиент для данного района колеблется от 3,5 до 4,0°/100 м и менее.

Основными водоносными комплексами с термальной водой в этом районе являются альб-сеноманский (мощностью до 1500 м), неокомский (до 200 м) и юрский (свыше 1000 м) (рис. 23). Лучше всего опробованы неокомский и юрский комплексы, содержащие нефтяные залежи. Минерализация вод в альб-сеноманском комплексе в районе, прилегающем к склонам Каратау, изменяется от 2 до 9 г/л. В местах более глубокого залегания комплекса воды становятся солеными. На структуре Шахпахты, в Ассак-Ауданской впадине (входящей в зону «синклинали бессточных впадин») на глубине 570 м в залегающих выше известняках и песчаниках верхнего мела минерализация вод достигла 69 г/л. Дебит скважины оказался ничтожным. На берегу Сарыкамышского озера из тех же отложений с глубины 500 м получен излив воды с температурой 32°, минерализацией 35 г/л.

В неокомском водоносном комплексе в скважинах Узеньского нефтяного месторождения на глубине 750—950 м минерализация вод достигает 19 г/л. На площади Кохбахты на юго-востоке Мангышлакских поднятий в неокоме на глубине 800—835 м минерализация вод увеличивается до 45 г/л.

В юрском комплексе на Жетыбайском месторождении на глубине 1755—2370 м минерализация достигает рассольной концентрации — 135—155 г/л. Рассолы содержат 9—13 мг/л йода и 300—400 мг/л брома. На юго-востоке описываемого района на структурах Кохбахты — Шахпахты минерализация юрских вод различна в зависимости от глубины вскрытия: в первом случае на глубине 860—880 м она составляет 39 г/л, во втором на глубине 2000—2030 м — 101 г/л. Состав юрских вод ме-

таповый хлоридно-натриевый и хлоридно-натриево-кальциевый (см. табл. 38).

Отметим, что на Южном Мангышлаке (Жетыбай—Узень, Карагие и др.) в красноцветных отложениях кимеридж-титона среди доломитизированных известняков, глин и алевролитов обнаружены слои ангидритов мощностью до 10 м и более (скважина Чагала-Сор). Эта галогенная терригенно-карбонатная толща общей мощностью до 160—250 м может рассматриваться как аналог гаурдакской свиты и служит главным источником солей в подземных водах данного района.

Напоры вскрываемых скважинами вод обычно не достигают поверхности. Дебиты скважин незначительные.

На северо-западе Туранской плиты к северу от Мангышлакской зоны поднятий располагается *Северо-Устьюртская впадина*, которая граничит на северо-западе по тектоническому контакту с Южно-Эмбенским поднятием Прикаспийской впадины (являющейся уже структурой Русской платформы). На востоке Северо-Устьюртская впадина разделена подземным Актумским выступом на две ветви: Касбулакский (северный) и Барса-Кельмесский (южный) прогибы. В наиболее погруженных частях фундамент впадины опущен до 4—5 км и более.

Гидрогеотермические условия данного района сходны с условиями только что рассмотренного района Южно-Мангышлакско-Устьюртской впадины. Основными водоносными комплексами с термальной водой являются верхнемеловой, нижнемеловой и юрский.

В верхнемеловом комплексе заключены в основном соленые хлоридно-натриевые воды. В Барса-Кельмесском прогибе скважиной на глубине 846 м в песчаниках тулона вскрыты воды с минерализацией 17 г/л, температурой на изливе при откачке 28°, дебит равен 0,5 л/сек при понижении 55 м. Другой скважиной в г. Кунграде на глубине 1070—1090 м в песчаниках и известняках верхнего мела вскрыты термальные воды с минерализацией 16 г/л. Дебит скважины 1,25 л/сек при понижении 23 м. К наиболее погруженным частям комплекса приурочена зона с температурой 50—75°.

В нижнемеловых отложениях заключены рассолы. Скважины вскрывают на глубинах 1220—1370 м воду с минерализацией 126—137 г/л хлоридно-натриево-кальциевого состава (площади Байтерек и Терень-Кудук в районе северного склона Барса-Кельмесского прогиба).

В юрском водоносном комплексе воды также рассольные. На площади Байтерек и Терень-Кудук минерализация воды несколько меньше, чем вод неокомского комплекса, и достигает 74—79 г/л (глубины опробования 1575—1760 м). Причины уменьшения минерализации неясны. По составу воды аналогичны водам в неокомском комплексе. В центральной части Барса-Кельмесского прогиба на площади Аламбек на глубине 2910—2927 м вскрыты воды с минерализацией 134 г/л. Температура на глубине 2500 м по термокаротажу достигает 93°. Дебиты скважин при откачках незначительны (обычно менее 1 л/сек).

На северо-западной окраине Северо-Устьюртской впадины в опорной Азангульской скважине в верхнемеловом водоносном комплексе на глубинах от 425 до 735 м вскрыты воды с температурой 27—36,5°. В нижнемеловом водоносном комплексе на глубине 1792 м температура пород и заключенных в них вод достигала 64,6°. Воды рассольные. Дебиты незначительные. В юрском водоносном комплексе на глубине 2600 м была отмечена температура 88°. Воды рассольные.

На п-ове Бузачи на Бузачинском выступе, который ограничивает с запада Северо-Устьюртскую впадину, минерализация вод в верхнемеловом комплексе (турон-сенон) изменяется от 2 до 15 г/л. В водоносном комплексе нижнего мела в наиболее изученной его части — песчано-глинистых отложениях альб-сеномана заключены воды с минерализацией от

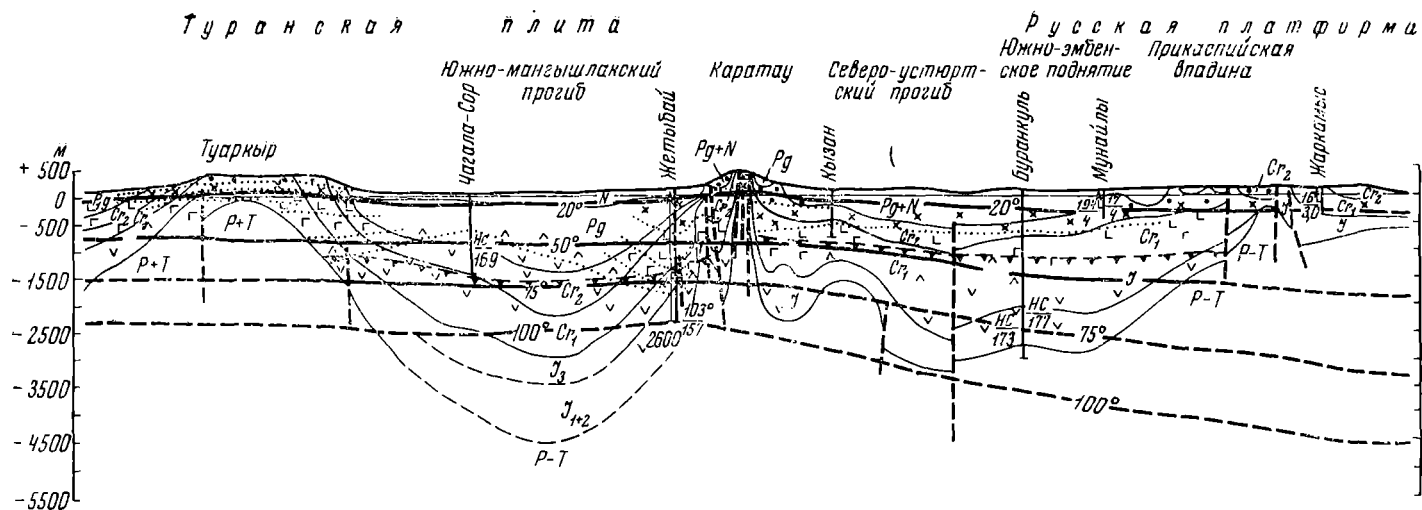


Рис. 23. Гидрогеотермический разрез через западную часть Туранской эпипалеозойской плиты и юго-восточную часть Русской платформы по линии Туаркыр — Жетыбай — Жаркымыс (составили Н. С. Отман и Б. Ф. Маврицкий)

Усл. обозначения см. на рис. 14

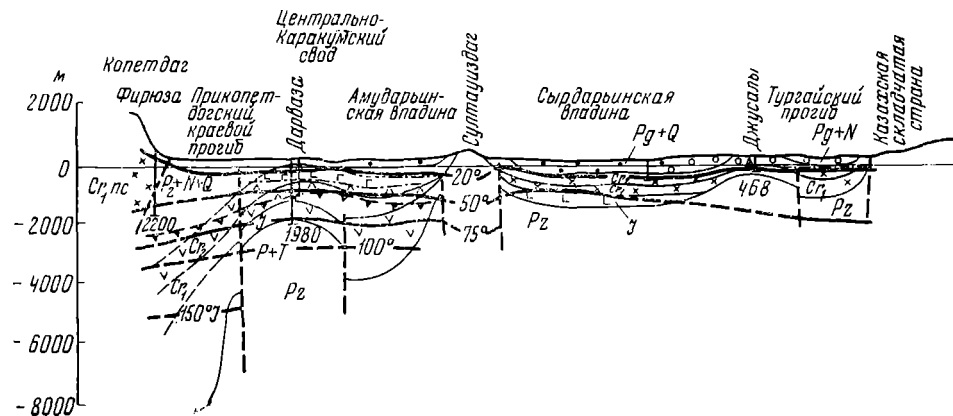


Рис. 24. Гидрогеотермический разрез через Туранскую эпипалеозойскую плиту по линии Фирюза — Дарваза — Джусалы (составил Б. Ф. Маврицкий)

Усл. обозначения см. на рис. 14

7 до 37 г/л, причем по мере углубления скважин она увеличивается. При откачках из скважин глубиной до 300 м температура не превышает 25°, а расходы колеблются от 0,5 до 2 л/сек. В неокомских отложениях заключены соленые воды. Скважиной с глубины 400 м была вскрыта хлоридно-натриевая вода с минерализацией 25,6 г/л и температурой до 36°.

Из приведенной общей характеристики гидрогеотермических условий Туранской плиты с очевидностью следует, что степень минерализации термальных вод различна в западной и восточной части плиты. В западной части, расположенной к западу от Аральского моря, Центрально-Кызылкумских поднятий и западных отрогов Зеравшанского и Гиссарского хребтов, в водоносных комплексах мезо-кайнозойских отложений в основном содержатся соленые и рассольные термальные воды. В этих районах к водоносным комплексам мезозоя приурочены крупные газовые и нефтяные месторождения. В восточной части плиты преимущественно распространены пресные и солоноватые термальные воды, и водоносные комплексы мезо-кайнозоя не содержат ни газовых, ни нефтяных месторождений. Гидрогеотермические условия западной части Туранской плиты наиболее ясно отражены на разрезе (рис. 24).

Термальные воды докембрийских платформ

К докембрийским относятся Русская и Сибирская платформы.

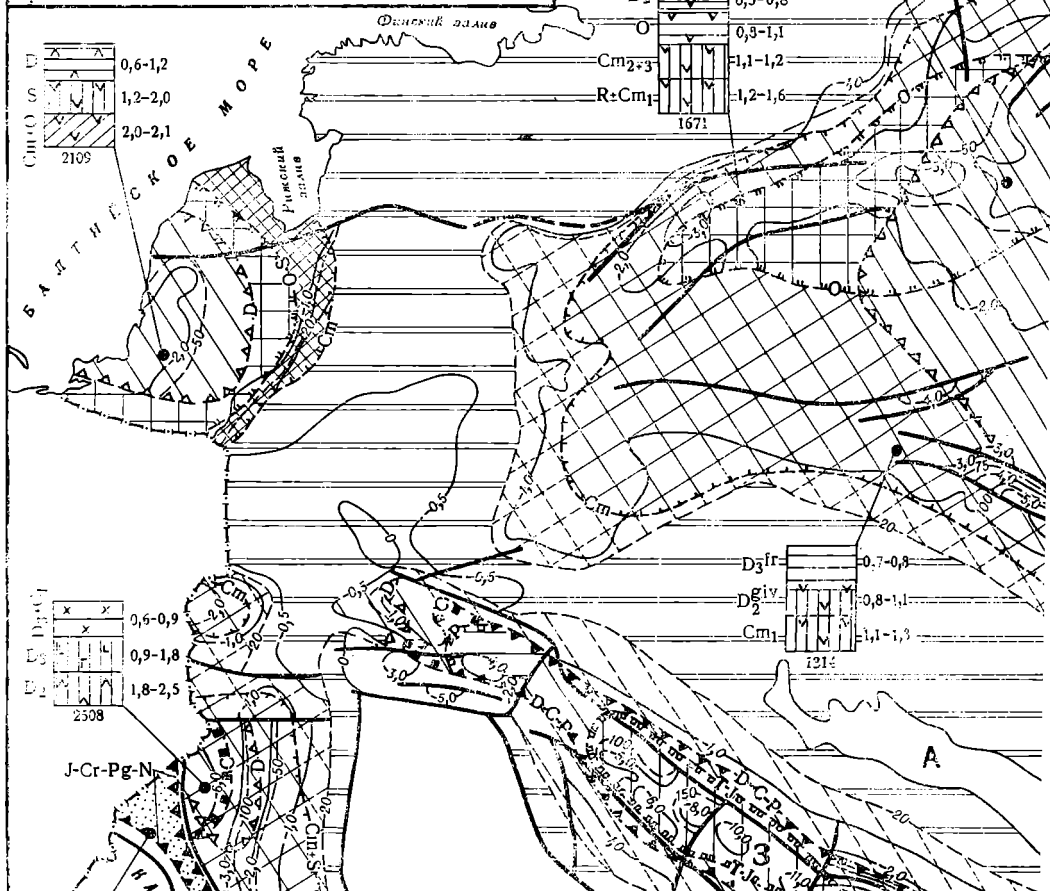
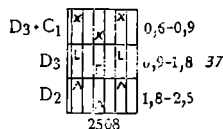
Русская платформа, начиная с рифейского времени, была вовлечена в процесс прогибания, которое в различных участках имело различную амплитуду. В результате образовалась довольно сложная структура, состоящая из крупных синеклиз и антеклиз, осложненных валами, флексурами, разрывами. Основными структурными элементами платформы являются Печорская, Московская, Балтийская, Прикаспийская синеклизы и Львовская впадина и разделяющие их антеклизы — Волго-Уральская и Воронежско-Белорусская. Печорская синеклиза отделена от других структур платформы байкалидами Тимана (Тектоническая карта СССР, 1957; Тектоника Европы, 1964).

К крупным отрицательным структурам относятся грабенообразные прогибы (авлакогены, по Н. С. Шатскому) — Пачелмский, Днепровско-Донецкий (называемый еще прогибом Большого Донбасса) и Припятский. Последние два часто именуются впадинами (Тектоника Европы, 1964).

С юго-запада Русскую платформу ограничивает Предкарпатский краевой прогиб, с востока — Предуральский прогиб. Кристаллический древний фундамент платформы в синеклизах погружен до 3—4 км (а в Прикаспийской синеклизе глубина его залегания значительно превышает 10 км). В антеклизах фундамент вскрывается на глубине от нескольких десятков метров до 1—2 км. В грабенах-прогибах он опущен до 5—8 км, а в Днепровско-Донецком прогибе еще ниже. Так же глубоко погружен фундамент в краевых прогибах.

Осадочный чехол Русской платформы сложен в основном терригенно-карбонатными и соленосными породами палеозойского возраста. В прогибах ниже палеозойских отложений развиты вулканогенно-осадочные породы рифея. На больших площадях распространены терригенно-карбонатные породы мезо-кайнозоя с наибольшей мощностью в Прикаспийской и Львовской впадинах. Общей закономерностью Русской платформы является нарастание мощности осадочного чехла в направлении на юго-восток и к юго-западной окраине.

В гидрогеологическом отношении Русская платформа представляет собой сложнопостроенную водонапорную систему, состоящую из ряда крупных артезианских бассейнов, в той или иной степени связанных между собой. Некоторые из них, как например Печорский, Днепровско-



Р Е Н Ц Е В О

М О Р Е

ПЕЧОРСКОЕ МОРЕ

T	0,5-1,0
P	1,0-1,8
C	1,8-2,5
D	2,5-3,7

3721

C ₁	1,0-1,5
D ₁₋₂	1,5-1,7
Cm+S	1,7

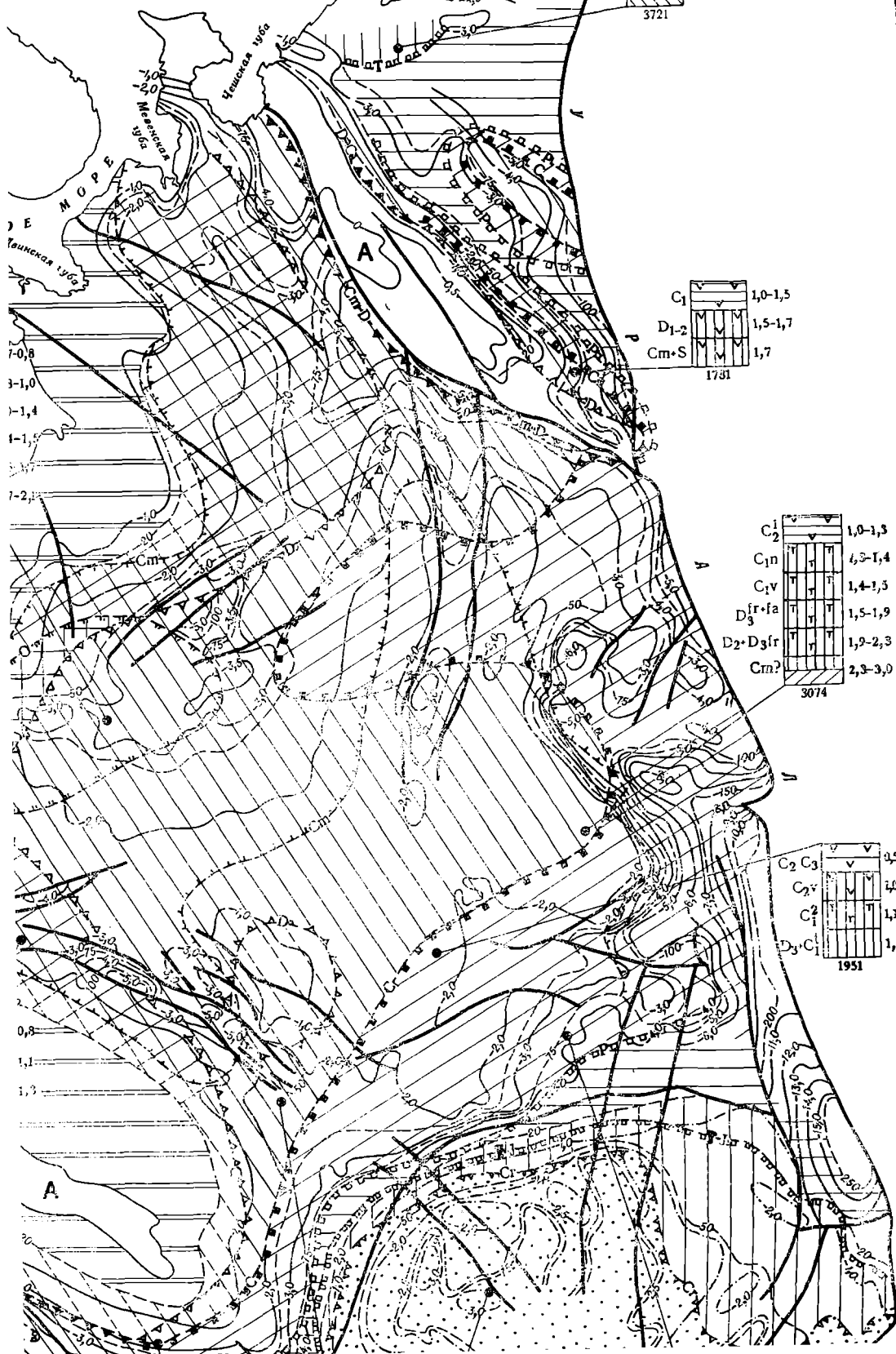
1781

C ₁ ²	1,0-1,3
C _{1n}	1,3-1,4
C _{1v}	1,4-1,5
D ₃ fr+fa	1,5-1,9
D ₂ +D ₃ fr	1,9-2,3
Cm?	2,3-3,0

3074

C ₂ C ₃	0,5-1,0
C _{2v}	1,0-1,1
C ₁ ²	1,1-1,4
D ₃ +C ₁	1,4

1951



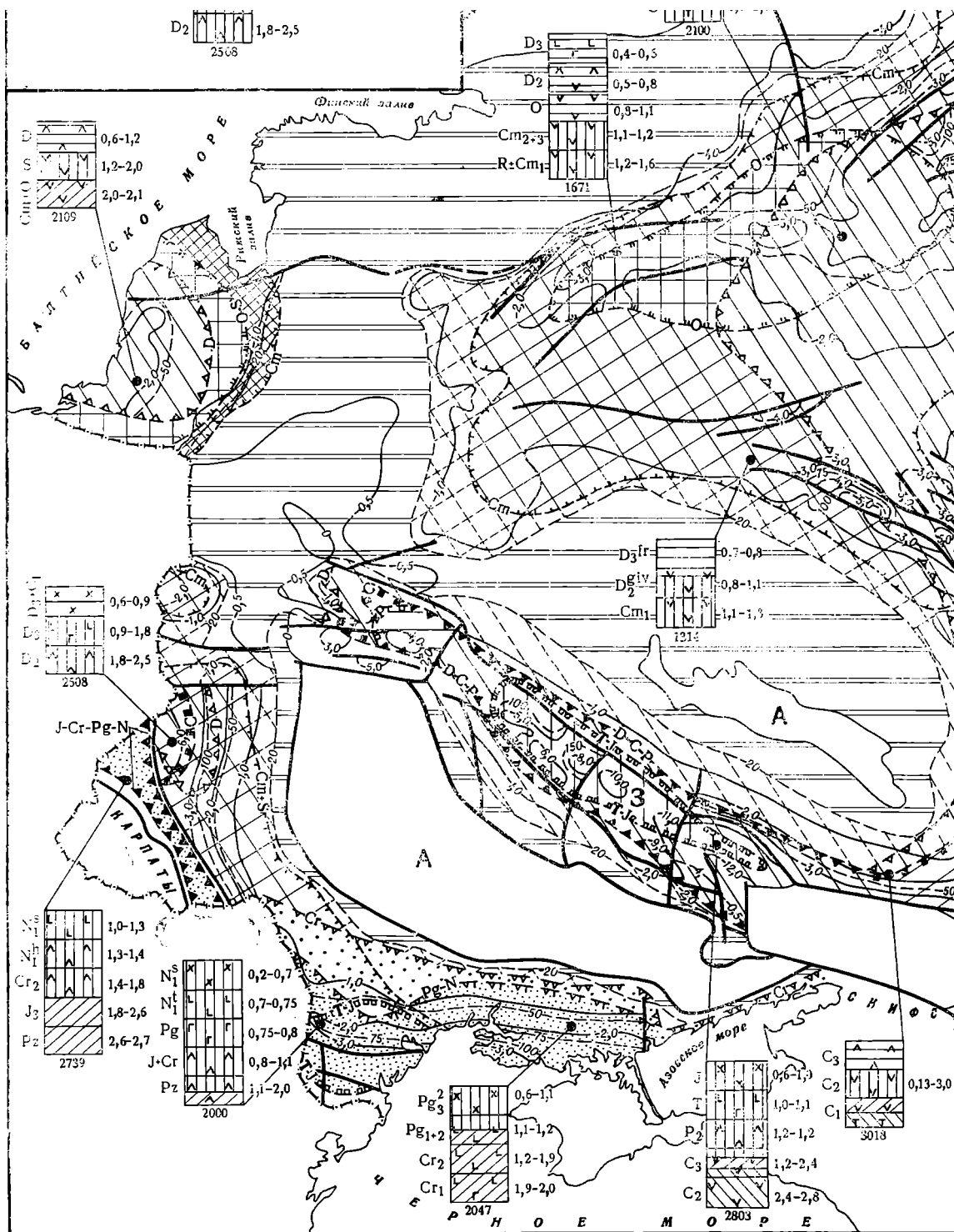
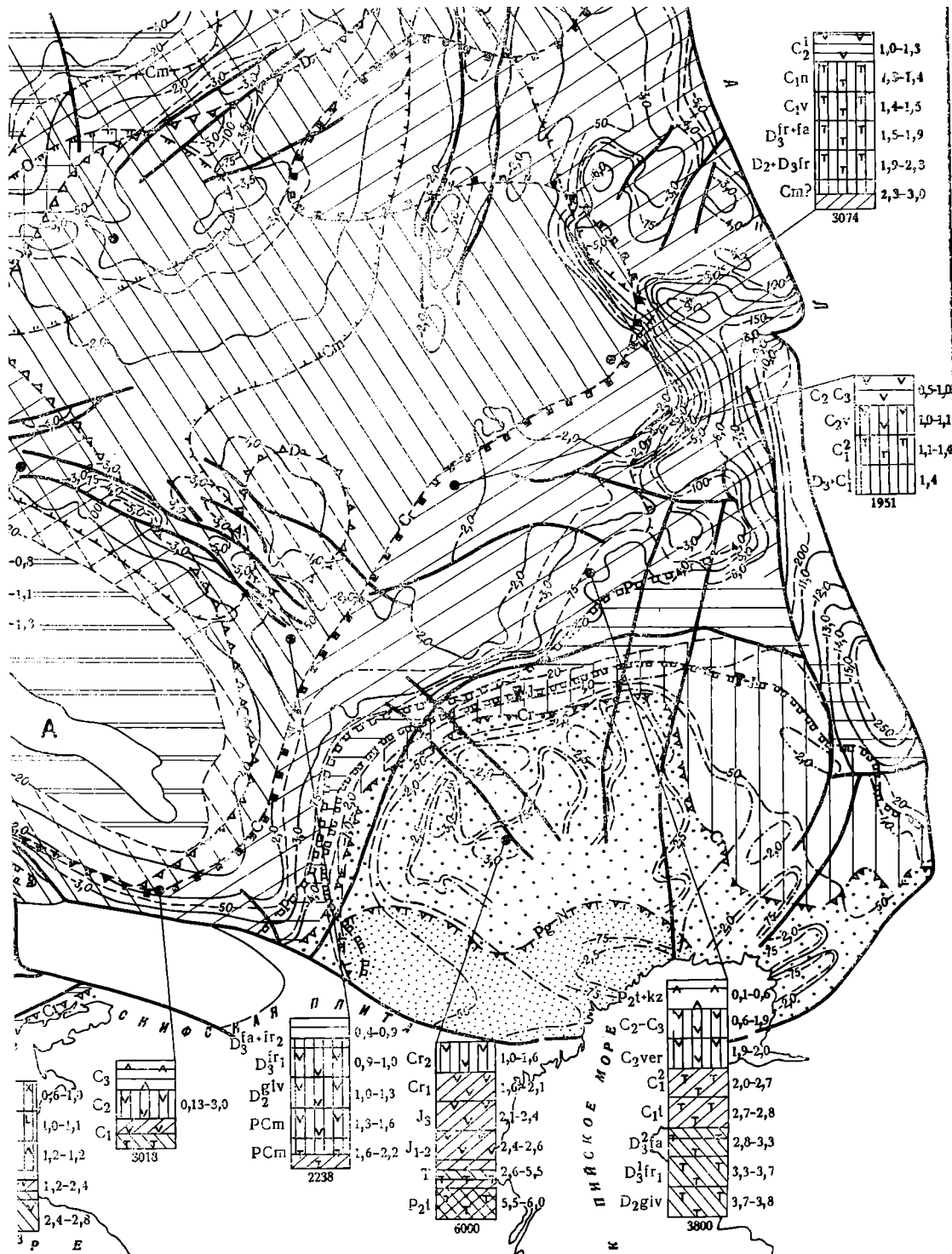


Рис. 25. Карта термальных вод Русской платформы (составил Б. Ф. Маврицкий и Н. С. Отман по материалам ВНИИГеофизика, ВНИГНИ, ВНИГРИ, ВСЕГИНГЕО, ГИН АН СССР и др.)

Площади распространения первых от поверхности водоносных комплексов с термальной водой: 1 — палеогенового и неогенового, 2 — мелового, 3 — триасового и юрского, 4 — пермского, 5 — карбоновых (от нижнего до верхнего), 6 — девонских (от среднего до верхнего, реже нижнего), 7 — ордовикского и ордовикско-силурийского, 8 — кембрийского (местами и рифейского); площади, где термальные воды заключены лишь в нижних частях водоносных комплексов: 9 — юрского, 10 — девонского, 11 — кембрийского, контуры водоносных комплексов: 12 — палеогенового и неогенового, 13 — мелового,

14 — триасового и юрского, 15 — пермского, 16 — девонских, 18 — ордовикского и силурийского, 20 — общая граница развития нескольких вод (D — C — P или I — Cr — Pg — N); 21 — площадь, где термальные воды отсутствуют; изогипсы фундаментов: 22 — докембрийского, 23 — доюрск по поверхности фундаментов; 25 — зоны разломов сур. Зоны минерализации (в г/л), показанные на разрезах скважин: 26 — 3—10, 27 — 10—35



и Н. С. Отман по материалам опорного и нефтеразведочного бурения и по данным ряда геологических

кого, 15 — пермского, 16 — карбоновых, 17 — икского и силурийского, 19 — кембрийского; извития нескольких водоносных комплексов — Pg — N); 21 — площади, где в осадочном и отсутствуют; изогипсы глубин залегания ембрийского, 23 — доюрского; 24 — изотермы иентов; 25 — зоны разломов и крупных флекции (в г/м), показанные в гидрогеотермиче- н: 26 — 3—10, 27 — 10—35, 28 — 35—50, 29 —

50—100, 30 — 100—200, 31 — 200—300; температурные зоны (в °C), показанные в гидрогеотермических разрезах скважин: 32 — менее 20, 33 — 20—50, 34 — 50—75, 35 — 75—100, 36 — 100—150; 37 — гидрогеотермический разрез скважины: слева от разреза — стратиграфические индексы водоносных комплексов; справа — глубина залегания кровли и подошвы водоносных комплексов в км; внизу — глубина до забоя в м; А — выступы докембрийского фундамента платформы

Донецкий, Балтийский, Львовский, более изолированы, другие же не имеют четких границ. Наиболее крупным бассейном платформы является Московский, который протягивается от Воронежской антеклизы до Белого моря и Тимана. К востоку от него расположен крупный Предуральский бассейн, занимающий большую часть Волго-Уральской антеклизы и весь Предуральский прогиб. На юге он граничит со сложнопостроенным артезианским бассейном Прикаспийской синеклизы.

Несмотря на длительную историю исследований и крупные монографические сводки (Афанасьев, 1956; Бабинец, 1961; Кротова, 1958; Силин-Бекчурин, 1949; Якуцени, 1961, и др.), гидрогеологические условия платформы изучены неравномерно и в большинстве случаев недостаточно. Особенно мало данных имеется по геотермии Печорской синеклизы, Предуральского краевого прогиба, северной части Московской синеклизы, Прикаспийской впадины и ее северного обрамления.

В. А. Покровский (1967) отмечает, что в тех районах Русской платформы, где ее осадочный чехол сложен палеозойскими терригенно-карбонатными породами, средний геотермический градиент близок $1,7^\circ / 100 \text{ м}$. Б. Г. Поляк (1961) указывает, что для Московской синеклизы геотермический градиент в интервале глубин 1000—1250 м изменяется от 1,6 до $2,48^\circ / 100 \text{ м}$, в восточной части платформы — от 1 до $2^\circ / 100 \text{ м}$. В целом на Русской платформе величина геотермического градиента близка к $2^\circ / 100 \text{ м}$ (в интервале глубин 1000—1250 м).

Различия в величине геотермического градиента вызываются литологическим составом слагающих осадочный чехол отложений (более теплопроводны карбонатные соленосные отложения, менее теплопроводны терригенные и особенно глинистые породы).

В Прикаспийской впадине в толще относительно слабо уплотненных пород юры, мела и кайнозоя мощностью до 2—3 км геотермический градиент увеличивается до $3^\circ / 100 \text{ м}$ и более, вновь понижаясь в подстилающих породах палеозоя, особенно в соляных куполах. Повышен геотермический градиент и в верхних частях разреза, сложенных мезо-кайнозойскими осадками в Днепровско-Донецкой и Львовской впадинах. В зоне некоторых дислокаций, особенно там, где есть разрыв сплошности пород, геотермический градиент также повышается, что следует уже связывать с влиянием разгрузки глубоких, более нагретых вод. Для одной из таких зон — Жигулевских дислокаций — Б. Г. Поляк (1961) приводит величину геотермического градиента $2,4—2,72^\circ / 100 \text{ м}$. Это — наибольшее значение градиента для тех районов Русской платформы, чехол которых сложен в основном палеозойскими породами (рис. 25 и 26).

В отдельных районах Русской платформы гидрогеотермические условия имеют свои особенности.

Гидрогеологические условия сложнопостроенной *Печорской синеклизы* и *Предуральского прогиба* изучены недостаточно (Любомиров, 1967). В этом районе, единственном на территории Русской платформы, распространена многолетняя мерзлота, мощность которой в северной части Печорской синеклизы достигает 100 м и более. По сведениям Г. И. Богдановой, геотермический градиент, определенный по данным термокаротажа в ряде скважин, изменяется в довольно широких пределах. В среднем для района он колеблется от 1,6 до $2,2^\circ / 100 \text{ м}$. В некоторых зонах дислокаций, по которым происходит подток глубоких подземных вод к поверхности, геотермический градиент увеличивается до $3^\circ / 100 \text{ м}$ (Ухтинская скважина). Наибольшая температура в Печорской синеклизе была отмечена в Нарьянмарской скважине на глубине 3500 м — 88° . Подземные воды с температурой 20° залегают на глубинах от 800 до 1100 м. Основная масса термальных вод сосредоточена в палеозойских отложениях, начиная с нижнепермских, и только на самом севере Печорской синеклизы они заключены и в нижней части триасовых терригенных отло-

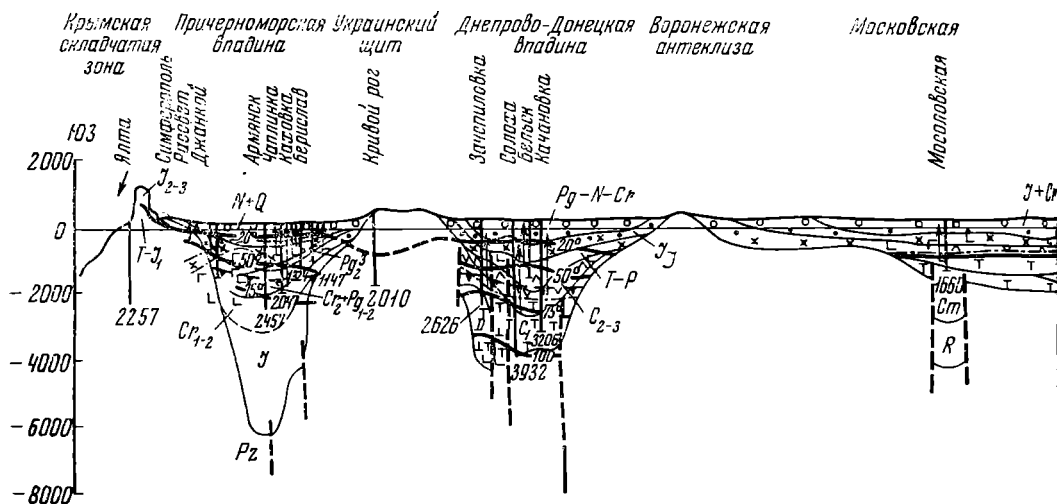


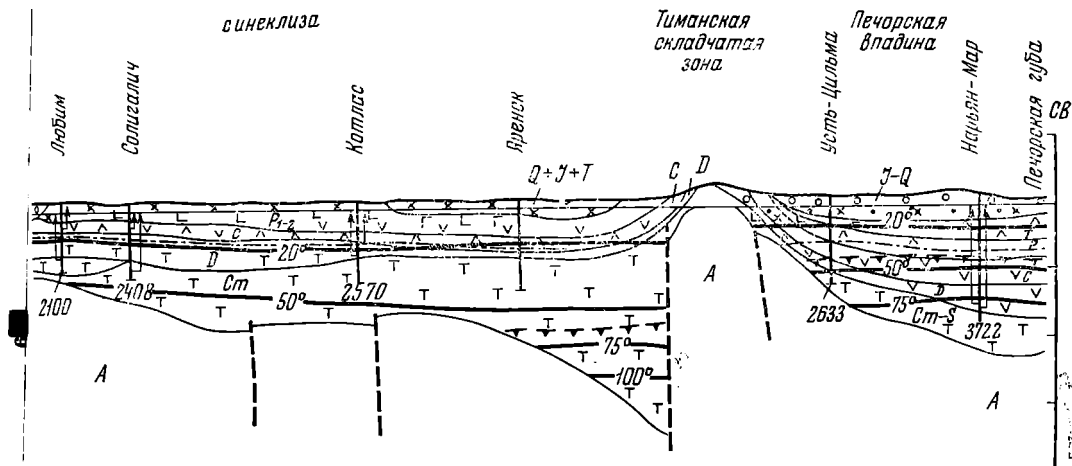
Рис. 26. Гидрогеотермический разрез через Русскую платформу и Скифскую плиту Б. Ф. Маврицкий).
Усл. обозначения см. на рис. 14

жений. По составу термальные воды относятся, как правило, к хлоридно-натриевым рассолам, минерализация их достигает 265 г/л, реже — более. Уже на глубинах 300—500 м — в зоне еще холодных вод — встречаются соленые и рассольные воды.

Основным водоносным комплексом на севере является нижнетриасовый, в центральной части — нижнепермский и каменноугольный, на большей части территории — девонский. Нижнепалеозойские отложения в гидрогеотермическом отношении почти не изучены. Водообильность пород перми, карбона и девона в зоне термальных вод незначительна; при глубинах вскрытия от 1000 м и более удельные дебиты скважин обычно не превышают сотых и тысячных долей литра в секунду. Напоры вод в скважинах, как правило, не достигают поверхности земли. Только в зонах тектонических нарушений встречены гидрогеотермические аномалии, где водообильность пород повышается, а термальные воды могут быть встречены на относительно небольшой глубине. Наиболее ярким примером такой аномалии может служить участок сочленения Печорской синеклизы со структурами Тимана, где отмечаются значительные тектонические нарушения северо-западного простирания, секущие как породы древнего фундамента, так и породы палеозойского осадочного чехла. В этой зоне Ухтинской скважиной в кембрийских отложениях на глубине 400 м были вскрыты самоизливающиеся воды с температурой 25,8°, дебитом 6,8 л/сек и минерализацией 55 г/л.

На юго-восточном продолжении этой зоны разломов на Вой-Вожском месторождении нефти и газа в скважинах на глубине 1000 м температура воды была 39,5°. В Предуральском краевом прогибе вдоль разломов, ограничивающих поднятия Чернышова и Чернова, есть восходящие источники с хлоридно-натриевой солоноватой и соленой водой. Наиболее известный из них источник Пымвашор расположен в долине реки того же названия (бассейн р. Адзвы). Источник вытекает из известняков карбона; температура воды 28,5°, дебит до 20 л/сек, минерализация 2 г/л, состав хлоридно-натриево-кальциевый. Температура воды других источников не превышает 11—15°. Везде содержится сероводород от 22 до 92 мг/л.

Термальные воды, вскрываемые глубокими скважинами, относятся к



по линии Илта — Кривой Рог — Калуга — Солигалич — Нарьян-Мар (составил

азотно-метановым и метановым, содержат значительное количество йода и брома.

В скважине Мутный Материк на глубине 1160—1164 м в песчаниках верхнего девона вскрыта термальная вода с минерализацией до 213 г/л, температурой 32° и содержанием брома до 554 мг/л. В этой же скважине на глубине 560—677 м в песчаниках верхнего девона вскрыты рассолы с минерализацией 107—113 г/л и с повышенным содержанием йода; содержание брома достигает 234—362 мг/л. Такие же, а иногда и большие концентрации брома и йода встречены в ряде других скважин, вскрывавших термальные воды в девонских и каменноугольных отложениях (Арапцевская, Джьерская структуры и др.) (табл. 39).

К западу и к югу от Тиманского кряжа располагается один из крупнейших структурных элементов Русской платформы — *Московская синеклиза* и связанный с ней *Мезенско-Вычегодский прогиб*, который можно считать своего рода краевым прогибом Тиманской складчатой зоны байкалид. Последнюю Н. С. Шатский и А. А. Богданов (Тектоника Европы, 1964) рассматривают как внутриплатформенную борозду-авлакоген.

Западный борт Московской синеклизы полого погружается на юг и восток от Балтийского щита. В наиболее погруженных частях синеклизы (район Оршанско-Крестцовского прогиба, северная часть синеклизы) фундамент опущен на глубину до 3—3,5 км, редко — более. В пределах Мезенско-Вычегодского прогиба фундамент погружен до 4—5 км. На востоке, где Московская синеклиза граничит с Волго-Уральской антеклизой, фундамент залегает на глубинах до 2000 м.

Температура в основании осадочного чехла, по данным В. А. Покровского (1967), не превышает 50—60° и лишь в наиболее погруженных частях Мезенско-Вычегодского прогиба достигает 75° и более.

Термальные воды вскрываются скважинами на глубине 800—1000 м (вторая цифра характерна для района Мезенско-Вычегодского прогиба). Причем весь западный борт синеклизы лежит в зоне распространения холодных вод, и только в центральных, северо-восточных и восточных районах скважинами в отложениях карбона, девона, ордовика, кембрия и рифея вскрываются термальные воды.

Характеристика термальных вод Печорской впадины *

Таблица 39

Местополо- жение сква- жины	Интервал опробования, м	Пьезомет- рический уровень (со знаком минус — ниже по- верхности земли), м	Дебит, л/сек Пониже- ние, м	Темпера- тура на глубине пласта (в скоб- ках — на изливе), °С	Минера- лизация, г/л	pH	Химический состав						Преобла- дающие газы	Характерные компоненты, мг/л
							N + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
Водоносный комплекс карбона														
Нарьян-Мар	2314—2319	Нет св.	Нет св.	57	145,7	6,6	42836,1	1876,6	10400,7	103,7	1257,0	88860,2	Нет св.	Br—204,5
							73,5	6,5	20	0,1	1,0	98,8		
Усть-Уса	1624	» »	» »	31,2	42,3	7,5	10435,5	1271,3	3642,8	30,5	2398,5	24125,3	» »	—
							81,3	14,1	24,6	0,1	6,6	93,3		
Аранец	2376—2378	—124,0	0,76	44	108,8	5,6	35474,9	1478,1	4497,6	445,3	49,4	66517,7	CH ₄	Br—280,6
			453				63,4	12,8	23,8	0,6	0,1	99,3		
Ухта	400—598	Нет св.	Нет св.	(25,3)	54,8	7,6	16123,4	Сл.	4087,1	176,9	5,8	33681,3	CO ₂ , CH ₄	—
							73,4	21,1	0,3	—	99,7			
Северная Мыльва	1050—1052	Перелив	0,6	18,0	201,2	6,0	61127,0	2918,0	12501,1	48,8	44,0	124398,0	CH ₄ , N ₂	Br—506
			403				75,5	6,8	17,7	0,1	0,3	99,6		
Водоносный комплекс девона														
Нарьян-Мар	2885—3370	—63	0,87	84	180,8	5,2	52280,4	1825,0	14588,8	73,2	477,2	111143,5	CH ₄ , N ₂	Br—424,4
			237				72,1	4,7	23,2	—	0,3	99,7		
Мутный Материк	1160—1164	—74	1,2	32	212,7	4,0	62900,0	2979,0	14726,2	Нет	9,4	131487,0	CH ₄ , N ₂	Br—554
			330,0				73,6	6,6	19,8	99,8				
Ира-Ноль	2233	Нет св.	Нет св.	75,3	205,7	7,0	54717,5	3547,9	17953,8	195,2	346,0	127376,1	Нет св.	Br—603,6
							57,1	8,1	24,8	0,1	0,2	99,7		
Нижняя Омра	1176—1180	» »	» »	31	158,2	3,4	40058,0	2432,0	16769,0	12,0	70,0	98324,0	CH ₄	Br—565
							62,6	7,2	30,2	—	0,1	99,7		

* Таблица составлена по данным ВНИГРИ, нефтегазвездочных организаций и Ухтинского геологического управления

Водобильность всех перечисленных водоносных комплексов, как правило, очень мала. При вскрытии кембрийского, ордовикского и девонских водоносных комплексов дебиты скважин при откачках редко превышают 1 л/сек при понижениях до десятков, а иногда и сотен метров (Котлас, Валдай). Чаще дебит скважин бывает значительно меньше 1 л/сек (Пестово и др.). Несколько большие дебиты бывают у скважин, вскрывших термальные воды в каменноугольных отложениях, но и они немногим превышают 1 л/сек. Уровни воды при вскрытии всех водоносных комплексов палеозоя устанавливаются ниже поверхности земли.

Минерализация термальных вод в кембрийском и ордовикском водоносных комплексах, как правило, рассольная и колеблется от 100 до 285 г/л (Опарино, Любим, Валдай, Пестово, Зубов, Котлас, Москва и др.). В девонских отложениях, так же как и в каменноугольных, заключены в основном рассольные термальные воды с минерализацией от 50 до 280 г/л; чаще минерализация превышает 100 г/л (Вологда, Солигалич, Любим, Смоленск, Москва, Горький и др.).

Состав термальных вод в палеозойских отложениях азотный, а в восточных и северо-восточных районах — азотно-метановый хлоридно-натриевый и хлоридно-натриево-кальциевый. В водах, заключенных в нижнепалеозойских и девонских отложениях, содержится бром в количествах, достигающих местами промышленных концентраций (табл. 40).

К востоку от Московской синеклизы расположена крупнейшая на Русской платформе зона поднятий, объединенная под названием *Волго-Уральской антеклизы*. Фундамент платформы в пределах антеклизы вскрывается на глубинах 1,5—2,5 км и погружается в сторону Московской синеклизы, Предуральского краевого прогиба, Прикаспийской впадины и Пачелмского прогиба. На большей площади антеклизы на докембрийский фундамент непосредственно налегают породы среднего девона, перекрытые верхнедевонскими, каменноугольными и более молодыми породами. Следует отметить, что на сводах, таких как Токмовский и Татарский, мощность отложений среднего девона вместо обычной 400—500 м сокращается до 100—200 м, местами становясь еще меньше.

Водоносные комплексы среднего и низов верхнего девона, верхнего девона и нижнего карбона и каменноугольный распространяются в пределы Волго-Уральской антеклизы из района Московской синеклизы и характеризуются примерно теми же гидрогеологическими и геотермическими показателями (Афанасьев, 1956; Кротова, 1958; Силин-Бектурин, 1949; Покровский, 1967).

Наиболее распространен средне-верхне-девонский (франский ярус) водоносный комплекс с термальной водой. Все остальные комплексы развиты лишь по северной, восточной и южной периферии антеклизы.

В основании осадочного чехла температура термальных вод нигде не превышает 50°, дебиты скважин незначительны; по составу воды относятся к азотно-метановым хлоридно-натриевым и хлоридно-натриево-кальциевым рассолам с минерализацией до 270 г/л. Они часто содержат бром в промышленных концентрациях. В среднедевонских отложениях на Токмовском своде скважинами вскрываются рассолы с минерализацией 170—180 г/л (Токмово, глубина 900—945 м). В наиболее приподнятых частях Токмовского свода термальные воды заключены в нижней части верхнедевонских водоносных пород, но и здесь минерализация доходит до 165 г/л (Токмово, глубина 800—820 м). В погружениях минерализация увеличивается и превышает 250 г/л (Порецкое, глубина 1339—1342 м). На Татарском своде в девонских отложениях она достигает 250—275 г/л (Советск, Туймазы, Бавлы и др.). Напорные уровни вод устанавливаются ниже поверхности земли (см. табл. 40).

Район Волго-Уральской антеклизы отличается от Московской синеклизы приуроченностью к девонским и каменноугольным отложениям

Характеристика термальных вод восточных районов Русской платформы *
(Московская синеклиза и Мезенско-Вычегодский прогиб, Волго-Уральская антеклиза, Пачелмский прогиб)

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водонамещающих пород	Пьезометрический уровень (со знаком минус — ниже поверхности земли), м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта (в скобках — на излияе), °С	Минерализация, г/л	pH	Химический состав						Преобладающие газы	Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
							мг/л; % экв							
Водоносный комплекс карбона														
Сысола	1277—1385	—181	0,3	19,5	225,7	8,0	48732,2	1898,1	33815,1	54,9	566,9	139501,6	—	Br — 107,8
	C ₂		9,0	—			53,5	3,9	42,6	0,0	0,3	99,4		I — 6,4
Вологда	706—715	—3	—	—	190,017	—	55651,95	3380,0	12650,0	36,6	287,0	117640,0	—	Br — 370,0
	C ₁						72,70	8,34	18,96	0,02	0,18	99,76		I — 2,0
Кажим	1020—1040	—150 (?)	1,06 (?)	19	192,0	—	56140,0	3628,0	12400,0	134,2	1422,0	117700,0	N ₂ , CH ₄	Br — 554,2
	C ₃		260,0 (?)				72,7	8,9	18,4		0,9	98,8		
Котельнич	1405—1424	у устья	1,4	—	234,827	—	75985,6	2502,0	11920,0	67,10	953,10	143700,0	—	Br — 400,0
	1424—1439		—			80,36	5,04	14,60		0,5	99,48			
Кудымкар	1530—1536	—118 (?)	1,3 (?)	25,6	251,85	—	73685,79	3987,98	17595,12	61,0	737,23	155787,8	N ₂	Br — 656,29
	C ₁		620 (?)	—			72,66	7,44	19,90		0,34	99,64		I — 12,37 B ₂ O ₃ — 34,66
Байтуган	1230—1235	—144 (?)	—	—	138,0	—	42700,0	1860,0	7690,0	197,0	2286,0	82900,0	—	—
	C ₁						77,52	6,42	16,06	0,14	2,0	97,86		
Тарханы	1700—1712	—	—	55	224,3	—	80500,0	2160,0	4610,0	Сл.	1948,0	134700,0	N ₂	Br — 207,5
	C ₁						91,38	2,67	5,98		1,06	98,94	CH ₄	I — 3,6 B ₂ O ₃ — 34,8
Ульяновская	1350—1352	—260 (?)	0,6	—	220,662	6,7	69543,0	3789,0	10380,0	109,8	307,68	136533,1	—	—
	C ₁		—				79,23	8,08	12,46	0,14	0,46	98,78		
Степновская	1686,5—1688	—100 (?)	0,5	50	225,853	—	63337,84	4009,80	19744,5	61,00	11,50	138689,00	—	Br — 78,24
	C ₁		54				64,08	8,4	27,5	0,025	0,005	99,97		I — 6,60

* Таблица составлена по данным ВНИГНИ, ВНИГРИ, нефтегазовых организаций и др.

Т а б л и ц а 40 (продолжение)

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водовмещающих пород	Пьезометрический уровень (со знаком минус — ниже поверхности земли), м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта (в скобках — на изливе), °С	Минерализация, г/л	рН	Химический состав						Преобладающие газы	Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
							мг/л; % экв							
В о д о н о с н ы й к о м п л е к с д е в о н а														
Авыб	1350—1390	—	1,5	25	237,0	—	61694,3	4815,0	22120,1	12,2	104,1	147986,4	N ₂	Br — 531,4
	D ₃		7				64,1	9,5	26,4		0,1	99,8		I — 6,7
Кажим	1981—1984	—105 (?)	2,0	—	249,9	—	71205,0	3453,0	19820,0	30,5	542,6	154200,0	—	Br — 674,5
	D ₂		5,0				70,9	6,5	22,6		0,3	99,5		I — 8,0
Валдай	740—762	—78,60	1,0	—	45,023	—	13131,0	846,0	2828,0	28,0	2413,0	25777,0	N ₂	Br — 188,0
	D ₂		—				72,95	8,92	18,07	0,04	6,44	93,29		
Пестово	661—655	—63,6	0,68	—	61,073	—	18541,68	887,10	3527,04	105,13	2201,60	35646,9	N ₂	Br — 559,44
	D ₃		—				76,40	6,92	16,68	0,16	4,34	95,28		I — 2,54
Солигалич	1471—1445	—151 (?)	0,3	—	246,415	—	70538,2	4107,09	18210,0	48,8	857,6	152008,6	—	Br — 644,68
	D ₃		14,0				71,10	7,82	21,08		0,42	99,38		
Поваровка	1250—1245	—281,0 (?)	3,7	—	243,319	7,8	80888,69	3231,65	9176,75	48,49	1208,16	148890,0	—	Br — 79,47
	D ₂		34,0				83,12	6,28	10,57		0,58	98,87		I — 1,64 B ₂ O ₃ — 10,42
Советск	1980—1987	—	1,6	—	236,7	—	67396,9	2644,0	19674,0	21,0	106,0	146300,0	—	Br — 728,8
	D ₃		—				70,96	5,26	23,78		0,06	99,94		I — 10,37
Опарино	1938,8—1912,4	—	1,9	—	248,264	—	67313,87	3443,0	22840,0	30,50	308,90	153700,0	—	Br — 628,6
	D ₃		—				67,40	6,42	26,18	0,04	0,14	99,60		
Кудымкар	1960—2021	—85	6,5 (?)	31,9	240,32	—	69943,9	3358,99	18677,28	30,5	733,11	148577,0	—	Br — 634,12
	D ₃		635 (?)				71,38	6,56	22,11	0,02	0,36	99,62		I — 10,57 B ₂ O ₃ — 47,23

Т а б л и ц а 40 (продолжение)

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водовмещающих пород	Пьезометрический уровень (со знаком минус — ниже поверхности земли), м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта (в скобках — на излияе), °С	Минерализация, г/л	pH	Химический состав						Преобладающие газы	Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
							мг/л; % экв							
Туймазы	1500 (?) D ₃	—308 (?)	—	30	280,2	—	71730,0 63,8	4800,0 8,0	27900,0 28,2	Сл.	58,0	173700,0 99,9	CH ₄ —N ₂	—
Муханово	2575—2605 D ₃	—31	0,48 —	61,8	207,7	2,3	46000,0 54,50	5000,0 11,20	25200,0 34,30	183,0 0,08	290,0 0,16	129700,0 99,76	CH ₄ N ₂	Br — 780,0 I — 14,5 B ₂ O ₃ — 40,0 Br — 731,0 I — 5,5
Тепловская	1388,7— 1388,5 D ₃	50(?)	0,4 44,0	37	196,312	—	51988,24 63,2	4562,54 11,0	17813,13 25,8	23,35	371,41 0,2	121553,83 99,7	—	Br — 556,78 I — 4,65
Сердобская	1178—1185 D ₂	—95	—	—	183,270	—	45462,0 66,24	3564,0 10,18	14090,0 23,58	45,75 0,01	1109,0 0,76	104700,0 98,96	—	Br — 556,78 I — 4,65
Токмово	932—954,7 D ₂	—95	—	—	175,353	—	48630,0 69,8	3443,56 9,1	18650,0 22,10	366,0 0,20	1019,29 0,70	108189,0 99,08	—	Br — 60,0
Морсовская	925—945 D ₂	—120 (?)	0,2 —	—	188,07	—	44460,0 57,56	5277,0 12,92	18860,0 29,52	96,38 0,04	977,0 0,60	118300,0 99,36	—	Br — 400,0
Ряжская	983—1015 D ₂	—51	—	—	141,063	—	41860,0 74,08	2338,0 7,80	8912,0 18,12	48,70 0,02	1770,0 1,50	85790,0 98,48	—	Br — 350,0
Калужская	870—875 D ₂	—13,8	0,92 5,20	—	24,76	7,5— 6,55	7749,0 77,64	284,0 5,6	1399,0 16,76	92,0 0,38	3088,0 15,4	12458,0 84,2	—	Br — 31,0

Таблица 40 (окончание)

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водовмещающих пород	Пьезометрический уровень (со знаком минус — ниже поверхности земли), м	Дебит, л/сек	Температура на глубине пласта (в скважинах — на изливе), °С	Минерализация, г/л	pH	Химический состав						Преобладающие газы	Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
Водоносные комплексы кембрия, ордовика, силура														
Котлас	1579—1572	55	2	—	230,36	—	69274,16	3916,61	17862,50	36,60	189,67	149083,12	—	Br — 486,67
	См ₁		—				71,32	7,60	21,10	0,014	0,36	99,48		I — 5,50
Пестово	974—957	—128 (?)	0,5	—	178,139	—	57719,64	2715,33	12825,60	73,20	73,60	110352,76	N ₂	Br — 519,48
	0		—				72,18	7,30	20,56	0,04	0,06	99,76		I — 1,69
	1222—1238	—132 (?)	0,93	—	194,917	—	58172,75	2814,07	12825,6	24,40	66,94	120640,41	N ₂	Br — 355,03
	См		—				74,28	6,88	18,84	0,02	0,04	99,80		I — 1,95
Редькино	1624—1610	91	0,8	—	209,231	6,7	66555,0	2415,0	10494,0	Her	5467,0	124300,0	N ₂	Br — 298,0
	См ₁		83,0				80,04	5,46	14,50		3,20	96,80		I — 4,0 B ₂ O ₃ — 35,00
Опарино	1950—2220	—	0,9	—	264,954	—	67220,0	2296,0	30560,0	18,30	290,5	163881,84	—	Br — 687,4
	См		—				63,06	4,06	32,88		0,10	99,66		
Серпуховская	1286—1283	—175 (?)	0,22	—	174,905	7,39	55770,0	2500,0	8026,0	37,0	1638,0	106214,0	N ₂	Br — 204
	См ₁		—				80,0	7,0	13,0	0,02	1,0	98,08		I — 2,97 B ₂ O ₃ — 6,5
Любим	1909—1899	—197,5 (?)	0,4	—	240,072	6,15	59001,0	4816,0	25494,0	18,0	262,0	149468,0	—	Br — 101,3
	S		—				30,30	9,34	30,06	0,008	0,126	99,56		

тяных залежей, развитых в основном в восточной части антеклизы (Татарский свод, Жигулевский вал и другие крупные поднятия).

Все указанные водоносные комплексы с термальной водой погружаются в Предуральский краевой прогиб под соленосную толщу нижней перми и заключают в себе крепкие рассолы. При откачках из скважин расходы рассолов незначительны. Пьезометрические уровни устанавливаются ниже поверхности земли.

Отделяя Воронежскую антеклизу от Волго-Уральской, в юго-восточном направлении протягивается глубокий *Пачелмский прогиб*, соединяющий Московскую и Прикаспийскую синеклизы. В наиболее погруженной части прогиба, по геофизическим данным, фундамент опущен под осадочный чехол на глубину 5 км. Выполнен прогиб терригенной сердобской толщей рифея, терригенными отложениями кембрия и терригенно-карбонатными гипсоносными отложениями девона и более молодыми. Во всех этих отложениях, как и в Московской синеклизе, заключены термальные рассолы. На юго-западном склоне прогиба термальные рассолы приурочены к нижней части девонских отложений и к подстилающим их породам. Температура рассолов в пределах изученных глубин (до 2200 м) не превышает 40°. В Сердобской скважине в рифейских красноцветных песчаниках на глубине 1910—2240 м заключены воды с минерализацией 214 г/л, в нижнекембрийских песчаниках и алевролитах на глубине 1340—1575 м вскрыты воды с минерализацией 151—183 г/л. В залегающих на кембрийских породах среднедевонских отложениях минерализация вод на глубинах 925—1225 м достигает 170—223 г/л (Морсово, Мосолово, Сердобск и др.); по составу воды хлоридно-натриевые и хлоридно-натриево-кальциевые. На юго-западном крыле прогиба в Рязской скважине на глубине 750 м минерализация этих вод уменьшается до 76 г/л, а температура становится несколько меньше 20°.

На юго-восток от Пачелмского прогиба, там, где он расширяется и сливается с западным обрамлением Прикаспийской впадины (синеклизы), многочисленными нефте-газоразведочными скважинами в девонских и каменноугольных отложениях вскрываются рассолы метаново-азотного и метанового хлоридно-натриевого и хлоридно-натриево-кальциевого состава. Рассолы содержат от 10 до 90 мг/л йода (наивысшая концентрация установлена на Кленовской площади в живетских отложениях при глубине испытания 2306—2497 м) и от 200 до 1770 мг/л брома (Покровская площадь, глубина испытания 2446—2449 м). Крепость рассолов изменяется по мере углубления от 50 до 283 г/л (Покровская площадь). На восточном склоне Воронежской антеклизы минерализация термальных вод уменьшается до 30 г/л и менее (Петровск, Борисоглебск).

Уровни термальных вод, как правило, устанавливаются ниже поверхности земли; расходы скважин при откачках измеряются десятками и сотыми долями литра в секунду при понижениях в десятки метров. Лишь в редких случаях в отдельных скважинах дебиты увеличиваются до 2,6—2,8 л/сек при понижениях на 20—25 м (Казанлинская, Елшанская площади, интервал испытания 1700—1800 м). Такую повышенную водообильность скважин, по-видимому, следует связывать с тектоническими нарушениями, довольно частыми в этом районе (дислокации Доно-Медведицкого вала и др.).

В отложениях девона наибольшая температура была отмечена в Рахмановской скважине на глубине 2950 м и составляла 66°, а в Северодорожкинской скважине на глубине 2875 м — 69°. В отложениях карбона на Качалинской площади в скважине на глубине 3122 м была замечена температура 68°. Средний геотермический градиент составлял 2—2,1°/100 м. Е. В. Стадник (1967) отмечает, что в зоне Елшанских дислокаций геотермический градиент повышается до 3°/100 м, что мож-

но объяснить внедрением по тектоническим нарушениям более нагретых глубоких вод в верхние горизонты и прогревом этих горизонтов. С одним из таких нарушений, по-видимому, связана относительно высокая температура в Казанлинской скв. 6, вскрывшей в тульском горизонте на глубине 735 м рассол (144 г/л) с температурой 26°. Расход скважины составил 6 л/сек при понижении менее 1 м.

В связи с отмеченными гидрогеотермическими особенностями района глубина залегания поверхности термальных вод превышает 500—600 м, а на участках геотермических куполов может уменьшаться до 250—270 м. Как на общую закономерность можно указать на падение напоров и увеличение минерализации термальных вод в юго-восточном направлении, что связано с общим погружением пород в том же направлении, в сторону Прикаспийской впадины. Аналогично растут и температуры погружающихся палеозойских отложений и заключенных в них вод.

Одним из самых глубоких и крупных прогибов Русской платформы является *Днепрово-Донецко-Припятский*, отделяющий Воронежскую антеклизу от Украинского щита. Этот прогиб разделен Черниговской подземной перемычкой (где фундамент залегает относительно неглубоко — 2—2,5 км) на две части: северо-западную, Припятскую, и юго-восточную (большую), Днепрово-Донецкую, впадины. По геофизическим данным, в Днепрово-Донецкой впадине фундамент прогиба ступенчато по серии разломов опущен до глубины 8—10 км, в Припятской впадине — до 5 км. Впадины выполнены терригенно-карбонатными и соленосными палеозойскими и терригенно-карбонатными мезозойскими отложениями.

В центральной части прогиба разрез вскрыт нефте- и газоразведочными скважинами до девона. В бортовых частях прогиба на глубинах 1830—2750 м скважинами под верхнедевонскими (Черниговская перемычка) или нижнекаменноугольными (юго-западная часть Днепрово-Донецкой впадины) отложениями вскрываются докембрийские породы фундамента.

Основными водоносными комплексами с термальной водой являются девонский, нижнекарбонный, средне- и верхнекарбонный, пермский и триасовый. Самые молодые отложения, в которых получены термальные воды, — юрские. В Припятской части прогиба наиболее молодыми отложениями с термальной водой являются пермские. Общее строение прогиба осложняют соляные купола, в ядрах которых залегает каменная соль, связанная с соленосной формацией франского яруса верхнего девона (Роменский купол, купола в Белоруссии). Купола выдавлены в ряде мест почти до поверхности, и с ними связана соляная тектоника — относительно небольшие сбросы и сдвиги в отложениях верхнего палеозоя и мезозоя.

Наибольшая температура, замеренная в прогибе, достигает 99,5° на глубине 3003 м (Радченковская скважина) и 101,6° на глубине 3660 м (Солоховская скважина). Средний геотермический градиент колеблется от 2,5 до 3°/100 м.

Расходы скважин невелики и уменьшаются по мере увеличения глубины залегания водоносных комплексов от 1—2 л/сек для юрского и триасового комплексов до долей литра в секунду для палеозойских комплексов. Понижения при откачках достигают при указанных расходах десятков метров. Статический уровень воды в скважинах, как правило, устанавливается ниже поверхности земли.

Минерализация термальных вод повышается от юрского к девонскому водоносному комплексу (табл. 41). В юрском комплексе заключены в основном сильносоленоватые и соленые воды, а начиная с триасового — рассольные, хотя в триасовом водоносном комплексе иногда встречаются соленоватые и соленые воды (Черниговская скважина). В пермских и каменноугольных отложениях минерализация достигает 200—250 г/л

Характеристика термальных вод западных районов Русской платформы*

Т а б л и ц а 41

(Предкарпатский прогиб, Львовская впадина, Днепров-Донецко-Припятский прогиб, Балтийская синеклиза)

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водовмещающих пород	Пьезометрический уровень (со знаком минус — ниже поверхности земли), м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта (в скобках на изливе), °С	Минерализация, г/л	pH	Химический состав						Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl	
							мг/л; % экв						

Предкарпатский прогиб

Водоносный комплекс неогена

Кохановка	1249—1279	Нет св.	Нет св.	55,3	81,0	Нет св.	28857,4	310,3	3175,8	255,6	1041,3	48487,6	Br — 297,3
	N _{1t}						86,8	1,80	11,4	0,02	1,54	98,44	B ₂ O ₃ — 40,0
Угерско	1065—1075	»	0,03 (?)	38,0	52,05	»	18991,92	252,0	1368,0	174,0	42,0	31019,0	—
	N _{1t}		—				89,90	2,34	7,76	0,32	0,1	99,58	
Косов	1030—1075	»	Нет св.	31,8	39,9	»	13500,0	126,3	1610,0	183,0	1909,0	22530,0	—
	N _{1t}						86,64	1,54	11,82	0,44	5,92	93,64	

Водоносный комплекс палеогена

Стрельбичи	1128—1432	»	»	28,0	10,5	Нет св.	3524,75	155,06	360,90	610,0	37,84	6035,0	—
	Pg ₂						83,10	7,0	9,90	5,54	0,74	93,72	
Доброгостов	3071—3075	Выше поверхности	18,5	(66)	322,7	4,5 (?)	88559,0	2787	30259,0	122,0	221,1	199637,0	Br — 998,0
	Pg ₃	Самонзлив	—				68,4	4,4	26,8	0,04	0,08	99,88	B ₂ O ₃ — 117,0
Битков	2600	Нет св.	0,52	64,8	140,30	—	20409,8	5005	29128,0	698,0	75,0	95098,0	Br — 408,0
	Pg ₃		—				31,14	15,26	53,43	0,42		99,54	I — 16,0

* Таблица составлена по данным УкрНИГРИ и нефтегазозапасоведческих организаций.

Т а б л и ц а 41 (продолжение)

Местополо- жение сква- жины	Интервал опробования в м и возраст водоносных пород	Пьезомет- рический уровень (со знаком минус — ниже по- верхности земли), м	Дебит, л/сек Пониже- ние, м	Темпера- тура на глубине пласта (в скобках — на излу- че), °С	Минер- ализа- ция, г/л	рН	Химический состав						Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl	
							мг/л; % экв						

Водоносный комплекс мела и юры

Медынчи	1363	Нет св.	Нет св.	48	92,0	4,8 (?)	34445,25	658,50	2126,4	97,60	265,74	54418,0	Br — 198,5
	Cr ₂						89,24	3,90	6,86	0,10	0,34	99,56	
	1800—1915	»	»	53	143,0	6,6	50426,0	1344,0	5837,5	408,70	761,79	84500,0	Br — 303,47
Угерско	J ₃						83,70	4,58	11,66	0,13	0,65	99,22	
	2215	»	»	70	87,64	Нет св.	28455,6	732,4	4264,0	23,1	1507,0	52608,9	Br — 215,8
	J ₃						81,68	4,24	13,08		2,06	97,92	I — 13,4
Грывовка	1230—1386	»	7,9	41 (38)	120,7	6,7	41340,0	888,0	4284,0	32,0	1630,0	72429,0	Br — 228,0
	Cr ₂		71,5				85,46	0,61	3,61		1,18	98,8	B ₂ O ₃ — 80,0
	1658—1693	»	0,7 (?)	53	144,56	Нет св.	47131,5	2268,3	5652,9	5,54	1237,1	88265,4	Br — 212,0
Стрельбичи	J ₃		300,0 (?)				84,0	5,40	11,60		1,04	98,92	I — 12,69
	1633—1672	»	Нет св.	47	25,0	»	8334,75	506,63	882,20	1098,0	13,94	14200,0	
	Cr ₂						79,56	9,94	10,50	4,28		95,48	

Львовская свадина

Водоносные комплексы девона и силура

Олеско	756	»	2,34	23	4,0 (?)	7,6	710,70	139,84	420,20	305,0	2737,8	46,42	
	D ₂		—				48,76	18,08	33,16	7,9	90,04	2,06	
Великие Мосты	1150—1220	Нет св.	Нет св.	30,6	31,0 (?)	4,5	9862,5	322,6	2502,9	61,0	589,2	17914,0	
	D ₃						75,8	3,0	20,8	0,2	2,4	97,4	
	2844—2958	—310(?)	0,04 (?)	65	184,45	4,3	46248,3	2755,3	20353,3	Нет	39,5	115050,0	Br — 788,5
	Cm + S		570 (?)				61,96	6,98	31,06		0,02	99,98	B ₂ O ₃ — 40,0

Таблица 41 (продолжение)

Местополо- жение сква- жины	Интервал опробования в м и возраст водовмещаю- щих пород	Пьезометри- ческий уровень (со знаком минус — ниже по- верхности земли), м	Дебит, л/сек Пониже- нис, м	Темпера- тура на глубине пласта (в скобках — на изли- ве), °С	Мине- рали- зация, г/л	рН	Химический состав						Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl	
							мг/л; % экв						

Днепровско-Донецко-Припятский прогиб
Водоносный комплекс перми

Мозырь	905—925	—50	Нет св.	Нет св.	151,58	Нет св.	56370,4	779,86	1888,69	146,40	2458,58	90466,47	
							93,87	2,46	3,60		1,97	97,91	
Черниговская	1000—1010	Нет св.	»	»	47,6	»	16728,6	486,1	970,0	122,0	1424,3	27882,0	—
							89,3	4,8	5,9	0,25	3,73	96,02	
Колонтаевская	2719—2726	—224 (?)	»	67	232,1	6,1	67741,9	2943,3	15608,3	51,85	604,76	140154,2	Br — 458,9 I — 7,82 B ₂ O ₃ — 15,2
							74,26	6,1	19,64		0,32	99,66	
Вольвенковская	2013—2018	—244 (?)	0,53 (?)	53	231,14	4,5	76857,7	3465,6	7919,7	97,6	963,5	141840,0	Br — 391,0 B ₂ O ₃ — 7,36
			200 (?)				83,1	7,08	9,82		0,48	99,5	

Водоносный комплекс карбона

Мозырь	2142—2147 C ₁	—145 (?)	Нет св.	Нет св.	319,08	Нет св.	135442,3	2122,0	10600,0	39,9	613,4	170200,0	Br — 568,6 I — 10,03 B ₂ O ₃ — 15,4
							85,36	3,82	11,1		0,26	99,72	
Черниговская	1308—1325 C ₂	—45	1,5 —	»	92,55	»	33656,0	524,0	1680,0	149,0	1522,0	55025,0	—
							92,06	2,66	5,28	0,17	2,0	97,83	
Холмская	1565—1597 C ₁	—141,0 (?)	1,1 —	52	199,2	5,6	66444,2	1605,0	8464,9	24,4	882,26	121430,3	—
							83,82	3,86	12,3		0,58	99,36	
Глинско-Розбышевская	2170—2176 C ₃	—195 (?)	0,41 45	58	161,51	6,2	48411,78	2335,7	10572,7	54,9	34,97	100100,78	Br — 332,4
							74,54	6,8	18,66		0,22	99,92	

Таблица 41 (окончание)

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст подомещающих пород	Пьезометрический уровень (со знаком минус — ниже поверхности земли), м	Действ. глубина, м	Температура на глубине пласта (в скобках — на излияе), °С	Минерализация, г/л	рН	Химический состав						Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl	
							мг/л; % экв						
Колонтаевская	2924—2932 С ₃	—230 (?)	Нет св.	72	239,4	7,0	72054,4 73,44	3195,04 6,16	17448,6 20,40	47,75	438,55 0,22	150918,62 99,76	Br — 517,0
Голубовско-Ильинская	1238—1243 С ₁	—99	»	47	106,4	5,5	33443,6 78,44	1337,6 5,92	1514,5 15,64	231,8 0,2	13,16	65601,0 99,78	—
Кушанская	1617—1622 С ₃	Нет св.	»	Нет св.	123,56	Нет св.	25354,0(?) 50,42 (?)	1607,0 6,1	18879,0(?) 43,48 (?)	10,0	27,0	76812,6 99,06	—
Водоносный комплекс девона													
Мозырь	2500—2513	—171 (?)	Нет св.	Нет св.	308,5	Нет св.	106648,2 68,82	1916,82 2,96	10890,5 10,18	61,0	628,64 0,24	188440,0 99,68	Br — 324,5
Черняговская	1952—1956	100	<u>0,6</u>	»	168,4	»	53768,0 78,34	1137,6 3,30	10560,0 18,36	Сл.	744,0 0,56	101175,0 99,44	—
Холмская	1694—1716	—141,0 (?)	<u>0,3</u> 19,0	57	189,29	5,4	50013,3 64,96	5029,4 12,36	15166,3 22,68	36,6	898,7 0,6	117799,9 99,36	Br — 266,4
Балтийская синеклиза													
Водоносные комплексы ордовика, кембрия													
Гусев	1580—1706,5 См ₁	Нет св.	Нет св.	Нет св.	115,66	6,5	23999,4 49,38	8055,8 31,34	8168,0 19,28	109,8	1049,07 1,04	73970,8 98,7	—

(Гнединцевская, Велико-Бубновская, Колонтаевская, Зачепиловская и другие скважины). В Припятской впадине крепкие рассолы вскрыты Мозырской скважиной в нижнекаменноугольных и верхнедевонских отложениях. Глубина залегания крепких рассолов (более 200 г/л) превышает обычно 2000 м, хотя в зоне соляных куполов они могут быть вскрыты и на меньшей глубине. Состав слабых рассолов хлоридно-натриевый, крепких — хлоридно-натриево-кальциевый. Рассолы, заключенные в пермских и каменноугольных отложениях, часто содержат бром в количестве до 300 мг/л и более (Колонтаевская, Гнединцевская, Вольвенковская площади и др.).

На северо-западе от Припятской впадины, отделяясь от нее Мазовецко-Белорусской антеклизой, располагается *Балтийская синеклиза*, выполненная палеозойскими и мезозойскими отложениями.

Наибольшее погружение фундамента (по геофизическим данным) достигает 3000 м в районе Калининграда.

Гидрогеотермические условия синеклизы изучены недостаточно. Водоносные комплексы с термальной водой заключены в отложениях кембрия, ордовика-силура, нижнего девона и среднего и верхнего девона и развиты к югу от Рижского залива до границы Советского Союза с Польшей и продолжаются в пределах последней. В мезозойских отложениях заключены холодные воды.

В наиболее глубокой скважине района — Советской — на глубине 1873 м отмечена температура 68°. По данным испытаний редкой сети глубоких скважин, дебиты из палеозойских водоносных комплексов невелики и при откачках не превышают 0,5—1 л/сек. Напорные уровни обычно не достигают поверхности земли. Минерализация термальных вод в кембрийских, ордовик-силурских отложениях рассольная, превышает 100 г/л; в нижнедевонских отложениях она более 50 г/л. В средне- и верхнедевонских отложениях заключены соленые термальные воды.

К западу от Украинского щита расположена *Львовская впадина*, представляющая собой часть Польско-Литовской синеклизы. На юго-западе она граничит с Предкарпатским краевым прогибом. На севере впадины проходит крупный Владимиро-Волынский сброс (амплитуда до 1500 м), отделяющий ее от небольшого Брестского прогиба. От Предкарпатского прогиба она отделена крупным разломом северо-западного направления. Докембрийский фундамент впадины погружен на наибольшую глубину (до 5 км и более) в приграничном с Польшей районе.

Осадочный чехол состоит из нижней терригенно-карбонатной толщи от рифея до карбона, на которую с размывом ложатся юрские и меловые терригенно-карбонатные отложения, перекрытые в зоне краевого прогиба палеогеновыми и миоценовыми породами.

Гидрогеологические и геотермические условия Львовской впадины рассмотрены в ряде опубликованных работ (Гавриленко, Щепак, 1967; Думанский, Кульчицкий, 1967; Мышкин, 1962; Романюк, 1963 а, б, и др.). Однако закономерности распространения термальных вод во впадине и условия их формирования изучены еще недостаточно полно.

По мере погружения фундамента впадины и наращивания мощности осадочного чехла с востока на запад постепенно появляются водоносные комплексы с термальной водой от кембро-силурийского до верхнемелового, причем каждый из вновь появляющихся комплексов с термальной водой занимает меньшую площадь по сравнению с предыдущим.

Верхнемеловой водоносный комплекс, приуроченный к мергельно-меловым породам с прослойками песчаника общей мощностью до 500 м, содержит слаботермальные метаново-сероводородные солоноватые и соленые (до 35,6 г/л, Роздол) воды; дебиты небольшие — до 1—3 л/сек. Примерно такой же тип слаботермальных вод заключен и в верхнеюр-

ском водоносном комплексе, сложенном песчаниками, известняками и глинами, местами битуминозными, причем последние преобладают. Мощность комплекса достигает 400—500 м. Водоносный комплекс в известняках и песчаниках нижнего карбона мощностью до 400 м содержит слаботермальные, в основном солоноватые и соленые воды (до 35 г/л). Расходы скважин редко превышают 1 л/сек. Девонский водоносный комплекс, по данным скважины Олеско, сложен красными песчаниками нижнего девона, глинистыми сланцами и известняками среднего девона и карбонатными соленосными породами верхнего девона общей мощностью свыше 950 м. К западу мощность увеличивается и на площади Великие Мосты превышает 1600 м. Температура воды в скважине Олеско не более 30°, в Великих Мостах — около 50°. Дебиты скважин изменяются от 2—4 л/сек до долей литра в секунду. Напоры вод редко достигают поверхности земли. Минерализация воды меняется от солоноватой до рассольной (см. табл. 41).

Кембро-силурийский водоносный комплекс сложен песчаниками и аргиллитами кембрия и карбонатными породами силура. Комплекс содержит в основном термальные рассолы с минерализацией от 75 до 184 г/л (Олеско, Великие Мосты). Дебиты скважин по единичным опробованиям ничтожные (сотые доли литра в секунду при понижении в десятки и сотни метров).

Наибольшая температура во Львовской впадине зафиксирована в скважинах на нефтеразведочной площади Великие Мосты, где на глубине 2900 м она достигала 65° (геотермический градиент 2°/100 м).

По внешней зоне Предкарпатского краевого прогиба на юрский и меловой водоносные комплексы налегают комплексы тортона и сармата. Общая мощность миоценовых водоносных комплексов колеблется от сотен метров до 3500 м и более. В сарматском и тортонском комплексах, сложенных терригенно-карбонатными, местами загипсованными соленосными отложениями, заключены термальные воды от соленых до крепких рассолов с минерализацией до 270 г/л (Кохановка, Рудки, Угерско, Косов). Крепкие рассолы развиты близ надвиговой зоны, отделяющей внешнюю от внутренней зоны Предкарпатского краевого прогиба. Состав вод в основном метановый хлоридно-натриевый и хлоридно-натриево-кальциевый со значительным содержанием йода и брома — до 280 мг/л. Водобильность пород, как правило, незначительная. Дебиты скважин измеряются долями литра в секунду и редко достигают 1—2 л/сек. Пьезометрические уровни вод устанавливаются ниже поверхности земли. Температура на глубине 1200—1300 м в пластовых условиях варьирует от 45 до 55°.

Верхнемеловой водоносный комплекс вскрывается скважинами на глубине 800—1700 м и содержит в основном рассольные метановые хлоридно-натриевые воды с минерализацией до 155 г/л. В рассолах обнаружен йод и бром. Напоры вод не достигают поверхности земли. Дебиты скважин незначительные, измеряются долями литра в секунду. Только в Грыновской скважине, вскрывшей на глубине 1230—1386 м рассолы с минерализацией 120 г/л, дебит при откачке достигал 7,9 л/сек при понижении 71,5 м. Температура в пластовых условиях, измеренная на глубине 1330—1385 м, находится в пределах 41—48° (Грыновка, Медынчи и др.).

Верхнеюрский водоносный комплекс содержит метановые хлоридно-натриевые, в основном рассольные йодо-бромные воды с минерализацией до 170 г/л. Напоры вод устанавливаются ниже поверхности земли. Дебиты скважин невелики, редко достигают 1—4 л/сек при понижении в сотни метров (до 500—600 м). Температура в пластовых условиях изменяется от 66° на глубине 1500—1540 м (Рудки) до 70° на глубине 2200 м (Угерско).

Внутренняя зона Предкарпатского краевого прогиба отличается от внешней интенсивной дислоцированностью третичных пород, смятых в складки и разбитых на отдельные блоки многочисленными сбросами. Внутренняя зона прогиба надвинута на внешнюю. В свою очередь, скибовая зона Карпатского мегантиклинория надвинута на внутреннюю зону Предкарпатского прогиба.

В миоценовом водоносном комплексе, сложенном терригенно-карбонатной соленосной толщей, заключены в основном рассольные термальные воды. В Доброгостове из скважины с глубины 2500 м был получен хлоридно-натриево-кальциевый рассол с минерализацией 327 г/л, дебитом около 20 л/сек и температурой на изливе 65°. Рассол содержал йод и бром. Эта скважина, по-видимому, заложена в зоне тектонического нарушения, чем и объясняется ее высокий дебит. Обычно расходы скважин малы.

В палеогеновом водоносном комплексе, сложенном переслаивающейся толщей песчаников, алевролитов и аргиллитов, заключены хлоридно-натриевые термальные воды, минерализация которых в зависимости от глубины залегания изменяется от 10 г/л (Стрельбичи, глубина 1100—1400 м) до 212—323 г/л (Долина, глубина 3070 м; Доброгостов, 3075 м). Дебиты скважин при самоизливе малы (см. табл. 41). Температура на глубине пласта изменяется от 70° (Битков, глубина 2642—2665 м) до 86° (Долина, 3060 м). При данных температурах геотермический градиент равен 2,3—2,5°/100 м.

Следует отметить, что мезо-кайнозойские водоносные комплексы Предкарпатского краевого прогиба (во внутренней и внешней зонах) содержат нефтяные и газовые залежи.

На юго-востоке Русской платформы расположена Прикаспийская синеклиза (*впадина*), которая отделена от соседних районов платформы системой флексур и сбросов: на севере — Токаревский сброс и Бузулукская флексура, на западе — Волгоградская флексура. Амплитуда смещения слоев палеозоя достигает многих сотен метров. На востоке Прикаспийская синеклиза сливается с Предуральским красным прогибом. На юго-востоке граница синеклизы проходит по юго-восточному крутому крылу Южно-Эмбенского поднятия, с амплитудой смещения палеозойских слоев до 700—800 м. На юго-западе Прикаспийская синеклиза граничит с погребенным продолжением зоны Большого Донбасса.

Выполнена Прикаспийская впадина отложениями палеозоя и мезо-кайнозоя. Для нее характерно развитие мощной соленосной толщи перми (кунгур) и связанных с нею многочисленных соляных куполов, во многих местах поднимающихся почти до поверхности и создающих сложный рельеф в залегании слоев надсолевой толщи (Арабаджи и др., 1965). С соляными куполами связана и широко развитая соляная тектоника с многочисленными радиальными и кольцевыми сбросовыми трещинами в надкупольной и околокупольной частях.

По возрасту, составу и мощности отложения мезо-кайнозоя Прикаспийской синеклизы сходны, с одной стороны, с разновозрастными отложениями восточной части Скифской плиты, а с другой — с отложениями западной части Туранской плиты и служат связующим звеном между ними. На юге они погружаются под дно Каспийского моря и продолжают под ним, так же как и отложения в ранее описанных районах Скифской и Туранской элипалеозойских плит.

Гидрогеотермические условия Прикаспийской синеклизы изучены недостаточно. По данным В. С. Жеваго (Региональная геотермия, 1967), геотермический градиент изменяется от 1,5—2° в периферических частях синеклизы до 3,5—3,7°/100 м в центральных. По данным термокаротажа, в Аралсорской скважине в пределах юрских, меловых и кайнозойских отложений величина геотермического градиента равна 3—3,3°/100 м. В толще триасовых и пермских отложений градиент уменьшается до

2,2—2,3°/100 м. Максимальная температура на глубине 5940 м оказалась равной 150°.

Самым верхним водоносным комплексом с термальной водой является акчагыл-апшеронский, распространенный только в юго-западной части Прикаспийской впадины. С ним связаны соленые слаботермальные воды с дебитами, редко превышающими 1 л/сек (табл. 42).

В палеогеновой мергельно-глинистой толще, в редких песчаниковых прослойках на западе впадины заключены слаботермальные соленые воды с незначительными расходами.

В верхнемеловом водоносном комплексе температура воды достигает 50°, редко — более. Водообильность пород слабая, и расходы скважин обычно бывают при откачке менее 0,5 л/сек. В отдельных скважинах при понижении на 20—30 м расходы достигают 2—5 л/сек. Минерализация термальных вод очень различна, что связано с положением скважин по отношению к соляным куполам. Чаше всего она достигает рассольных концентраций. По сведениям В. С. Жеваго, в районе прибрежной части Каспийского моря минерализация воды комплекса становится наибольшей (120—140 г/л).

В нижнемеловом водоносном комплексе заключены воды с температурой от 20 до 60°. Глубина залегания комплекса изменяется от 300—425 м в Южно-Эмбенском районе до 1400—1600 м в районе береговой полосы к западу от Гурьева.

В альб-сеноманском водоносном горизонте комплекса минерализация термальных вод варьирует от сильно солоноватой на севере до рассольной на юге. В Эмбенском нефтяном районе она достигает 80—180 г/л, состав вод метаново-азотный и метановый хлоридно-натриевый с содержанием йода до 6 мг/л и брома до 320 мг/л. Расход скважин колеблется от долей литра в секунду до нескольких литров (удельные расходы изменяются от сотых долей до 0,5 л/сек).

В водоносных горизонтах апта и неокома минерализация вод, как и в альб-сеноманском горизонте, изменяется от солоноватой до рассольной и увеличивается по мере погружения слоев с севера на юг и с востока на запад, достигая наибольшей величины в прибрежной части — 130—220 г/л. Состав вод тот же, что и в альб-сеноманском горизонте, дебиты скважин также близки.

В юрском водоносном комплексе содержатся термальные воды с температурой от 20 до 75—80°. Удельные расходы скважин не превышают сотых и десятков долей литра в секунду. Минерализация термальных вод в основном рассольная. В Эмбенском нефтяном районе она достигает 130—245 г/л на западе, в Ново-Узенской скважине увеличивается до 280 г/л (глубина опробования от 2851 до 2868 м). На юге Прикаспийской впадины в скважине на Джамбайском поднятии в интервале глубин 720—1150 м она изменяется от 118 до 230 г/л. Состав рассолов метаново-азотный и метановый хлоридно-натриевый с содержанием йода до 5 мг/л и брома до 320 мг/л, редко — до 390 мг/л.

В триасовых и пермо-триасовых отложениях, с которыми связаны нефтяные залежи Эмбенского района, заключены в основном рассольные термальные воды, которые прослеживаются и далее на север в зоне Предуральского краевого прогиба. На большей площади Прикаспийской впадины минерализация вод в указанных отложениях превышает 200 г/л, чаще колеблясь от 200 до 290 г/л (Аралсорская, Болган-Молинская, Куриловская, Аукетайчагыльская площади, интервалы опробований от 800 до 2970 м). Состав рассолов метаново-азотный и метановый хлоридно-натриевый. Наибольшая температура на глубине 2940—2980 м отмечена на Аралсорской площади и достигает 86—87° (Зорькин, Юрин, 1965).

Во всех охарактеризованных водоносных горизонтах напоры термальных вод, за редким исключением, не достигают поверхности земли.

Таблица 42

Характеристика термальных вод Прикаспийской впадины *

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водо-вмещающих пород	Пьезометрический уровень (со знаком минус — ниже поверхности земли), м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта (в скобках — на излив), °C	Минерализация, г/л	pH	Химический состав					
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl
							мг/л; % экв					
Водоносный комплекс палеогена												
с. Замьяны Астраханской обл.	497—499	Фонтанирует	8,3	(31,4)	42,4	Нет св.	14165,7	1140,0	707,0	146,4	20,5	26329,0
			На излив				83,0	12,0	5,0	0,3	0,1	99,6
Водоносный комплекс мела												
Кардуанская	958—972	Нет св.	Нет св.	Нет св.	212,8	6,9	80045,0	338,0	2734,0	24,0	1765,0	127230,0
	Сг1-2ар — см		95,5				0,7	3,8	—	1,0	99,0	
Кошкар	400—403	»	»	»	180,1	Нет св.	62576,5	2512,8	3985,3	110,0	15,7	110804,7
	Сг1-2ар — см		87,0				6,6	6,4		100,0		
Водоносный комплекс пермо-триаса и юры												
Новоузенская	2851—2868	—213 (?)	0,1 (?)	Нет св.	273,0	Нет св.	87356,3	3206,1	13932,5	97,6	367,0	168350,0
	J ₂		400 (?)				79,7	5,6	14,7	0,2	99,8	
Кардуанская	1110—1122	Нет св.	Нет св.	Нет св.	456,3	Нет св.	176344,0	374,0	2640,0	25,3	117,0	276800,0
	P + T		97,9				0,4	1,7		99,7		

* Таблица составлена по данным ВНИГРИ, нефтеразведочных и других организаций.

Из характеристики гидрогеотермических условий Русской платформы следует, что на ее площади развиты в основном рассольные термальные воды (вплоть до крепких рассолов), расходы которых небольшие, часто — ничтожные. Напоры вод почти нигде не достигают поверхности земли. Температура на глубинах до 2500—3000 м, в районах, сложенных в основном палеозойскими породами, обычно не превышает 50—75°.

Сибирская платформа. Древний фундамент сложен из интенсивно дислоцированных пород архея и протерозоя, перекрыт толщей осадочных и вулканогенных пород рифея, палеозоя и мезо-кайнозоя, образующих чехол платформы. Мощность чехла измеряется несколькими километрами, достигая на востоке платформы (в Приверхоянском прогибе) и на севере (в Таймырской депрессии) 10 км.

Фундамент платформы имеет сложное строение. По данным бурения и геофизических исследований в нем выделяются крупные впадины и поднятия и отмечаются линии разломов и флексур (Яншин, 1965; Тектоника Евразии, 1966 и др.). На Алданском щите фундамент выходит на поверхность, слагая на севере Анабарский щит и Оленекский выступ. На востоке платформы расположена обширная Вилюйская синеклиза, представляющая собой мезозойскую структуру, наложенную на палеозойскую осадочную толщу. Синеклиза сливается с Приверхоянским прогибом, который на севере переходит в широтный Таймырский прогиб, разделенный выступом на Усть-Енисейскую (входящую в состав Западно-Сибирской плиты) и Хатангскую впадины-прогибы (Калинко, 1959; Проводников, 1963; Сягаев, 1962 и др.).

В осадочно-вулканогенном чехле платформы заключен ряд артезианских бассейнов, образующих сложнопостроенную водопапорную систему и приуроченных к соответствующим выделенным крупным структурам: на юге — к Иркутскому амфитеатру, Ангара-Ленский бассейн, на севере — к Тунгусской, Оленекской и Хатангской впадинам — одноименные бассейны, на востоке — к Вилюйской синеклизе и Приверхоянскому прогибу — Якутский бассейн. Гидрогеотермическая изученность этих структур в целом слабая; наибольшее количество гидрогеологических геотермических данных имеется по Ангара-Ленскому и Якутскому артезианским бассейнам. По остальным есть лишь данные по единичным скважинам, и о гидрогеотермических условиях этих районов часто приходится говорить лишь предположительно.

Необходимо отметить, что на большей площади Сибирской платформы развита толща многолетнемерзлых пород. В южных районах ее мощность составляет 25—50 м, на северо-востоке — 400—500 м, возможно, больше (Мельников, 1963).

Литологические особенности палеозойских отложений, состоящих из плотных терригенных, карбонатных, соленосных и вулканогенных пород, местами сильно литифицированных, и мощная толща мерзлоты способствуют резкому понижению верхней поверхности термальных вод. На севере в толще палеозойских пород поверхность термальных вод залегает на глубине свыше 1500 м; в более рыхлых терригенных осадках мезо-кайнозоя она находится на глубине 1000 м и более.

Геотермические условия *Ангара-Ленского бассейна*, по данным замеров температур в скважинах, пройденных трестом «Востоксибнефтегеология», характеризуются низкими температурными градиентами, величина которых, по данным С. В. Лысак (1964), колеблется от 1° до 2°/100 м. В зонах тектонических нарушений, затрагивающих не только фундамент, но и осадочный чехол, геотермический градиент повышается до 2,5°/100 м за счет подъема вод по зонам нарушений из более глубоких горизонтов. Так, в районе Иркутского выступа в Тыретской скважине температура на глубине 2525 м достигает 45,7°, в Осинской скважине на глубине 2495 м — 41°, в Жигаловской на глубине 2746 м —

45,3°. В районе разрывных нарушений Нукутского выступа в Нукутской скважине на глубине 2502 м температура повышается до 57,6°, в районе Ишимо-Киренской зоны разломов в Усть-Кутской скважине на глубине 1828 м она составляет 42,7°, в Марковской скважине на глубине 1320 м — 30°.

На основании температурных измерений в скважинах и рассчитанных геотермических градиентов температура на фундаменте не должна превышать 75°, и лишь в Мурской впадине на глубине около 5000 м она может достигать 100°.

В Ангаро-Ленском артезианском бассейне термальные воды приурочены только к нижнекембрийским отложениям, в основном к галогенным и терригенным отложениям бельской, усольской и мотской свит и пород рифея. По данным Е. В. Пиннекера (1966), термальные воды здесь являются крепкими и весьма крепкими рассолами с минерализацией до 350 г/л, а в межсолевых горизонтах — до 500—680 г/л. Рассолы содержат большое количество ценных элементов: калия — до 18—22, брома — до 10, стронция — до 5—8 г/л. Газовый состав термальных вод изменяется от азотного до азотно-метанового. С предельно насыщенными рассолами связаны сероводородно-азотно-метановые газы (в скважине Балахты содержание сероводорода в воде достигает 1,97 г/л). По составу термальные рассолы изменяются от хлоридно-натриевых до хлоридно-кальциевых (табл. 43).

Термальные воды Ангаро-Ленского бассейна при вскрытии их скважинами, как правило, не дают самоизливов, и вследствие низких коллаторских свойств водовмещающих пород расходы скважин ничтожны (менее 1 л/сек при понижении до нескольких сот метров).

Границы Якутского артезианского бассейна очерчиваются контуром распространения юрских отложений, налегающих на кембрийские и более молодые палеозойские и триасовые осадочные породы. Гидрогеологические условия Якутского бассейна в разное время изучались Н. И. Толстихиным (1941, 1953), А. И. Ефимовым, П. А. Соловьевым (1952), П. И. Мельниковым (1963) и др.

Якутский бассейн сложен в основном песчано-глинистыми отложениями юры и мела, прикрытыми чехлом маломощных четвертичных и редко третичных пород. Мощность отложений юры и мела на значительной площади их распространения на юге и западе бассейна не превышает 1000 м. Если учесть, что в пределах бассейна развита мощная толща многолетнемерзлых пород (от 100—200 м на юге бассейна до 400—500 м в центральных, восточных и северных частях)¹, то следует предполагать, что на площадях, где мощность мезозойских пород не превышает 1000 м, в них должны быть заключены переохлажденные и холодные воды. Термальные воды могут быть вскрыты на этих площадях только в лежащих ниже палеозойских породах.

Следует отметить, что к югу от Якутского бассейна, в осадочном чехле, сложенном кембрийскими отложениями, также распространены холодные воды, и только в погружениях, тяготеющих к Байкальской складчатой системе (Березовская впадина) и Яно-Колымской складчатой зоне, где мощность кембрия увеличивается до 5—7 км, развиты термальные воды. По данным глубоких скважин (1660—2735 м) эти воды представляют собой рассолы с минерализацией 350—380 г/л (Дельгейская, Олекминская, Наманинская скважины). Рассолы содержат до 2,7 г/л брома.

¹ Только узкими полосами вдоль крупных рек (таких, как Алдан, Вилюй, Лена) отмечаются сквозные подрусловые талики. По ним местами наблюдается разгрузка глубоких вод. В устьевой части р. Вилюй к сквозным таликам в местах тектонических нарушений приурочены выходы углеводородных газов. Разгрузка глубоких вод может происходить в районах солянокупольных структур, как например в бассейне р. Кимендий (правый приток р. Вилюй) на юго-западе бассейна.

Местоположение скважины	Интервал опробования в м и возраст водопроницающих пород	Пьезометрический уровень (со знаком минус — ниже поверхности земли), м	Дебит, л/сек Понижение, м	Температура на глубине пласта (в скобках — на изливе), °С	Минерализация, г/л	рН	Химический состав						Преобладающие газы	Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
							мг/л; % экв							
Ангаро-Ленский артезианский бассейн														
Иркутск	761—956 См ₁	Фонтан.	<u>7,35</u> —	27,2 (24)	47,8	6,8	16526,0 88,87	361,0 3,59	1216,0 7,54	79,0 0,12	3640,1 9,41	25940,0 90,46	—	Br — 12,0
Большераз- водинская	1216 См ₁	20	<u>0,17—0,7</u> 20	(23—26)	62,6	7,7	21950,0 91,34	280,0 1,93	540,0 6,73	100,0 0,5	5280,0 10,38	33460,0 89,47	—	—
							К							
Марковская	1661—1670 См ₁	—	—	20—23	578,0	5,3	11494,0 2,84	16520,0 12,87	176100,0 84,29	7350,0 0,90	474,0	366000,0 99,01	—	—
Парфенов- ская	2325—2426 См ₁	Выбросы с газом	<u>0,41—0,92</u> —	33,1 (18,5)	337,0	6,0	72840,0 50,83	8080,0 10,71	47550, 38,46	Нет св.	Нет св.	203160,0 99,10	—	Br — 4170,0 HBO ₂ — 125,0
Еловская	1210—1280 См ₁	—100	<u>1,7 (?)</u> 200 (?)	(22)	265,0	9,3	101640,0 97,44	200,0 0,35	2000,0 2,21	15,0	3100,0 1,41	158400,0 98,58	—	Br — 100,0
Нукутская	970—980 См ₁	—210 (?)	<u>0,17</u> 70	(11,5)	306,0	6,0	99220,0 81,61	3100,0 4,74	14500,0 13,65	200,0	4500,0 1,76	184300,0 98,19	—	Br — 152,0
Тыретская	2349—2368 Pt—См	—358 (?)	<u>0,39 (?)</u> 867 (?)	39,8 (10)	381,0	—	61900,0 39,40	10600,0 12,90	64600,0 47,70	Нет св.	100,0	237800,0 99,07	N ₂ , CH ₄	Br — 4980,0 I — 10,0
Кутулук- ская	2120—2145 См ₁	—625 (?)	<u>0,41 (?)</u> 850 (?)	30,1 (25)	346,0	—	55740,0 38,48	10600,0 14,12	58500,0 47,40	50,0	100,0	216600,0 97,05	—	Br — 4500,0
Балыхтин- ская	1122—1130 См ₁	Фонтан.	<u>1,04</u> 200,0	(15)	599,0	4,6	32430,0 9,58	16100,0 12,39	166500,0 78,03	1554,0 0,23	1048,0 0,20	373200,0 98,62	N ₂ , CH ₄	Br — 8080,0 HBO ₃ — 303,0 Li — 62,0
Тайшетская	2965—3003 См ₁	—	<u>0,24</u> —	77,0	318,0	—	103280,0 80,3	3640,0 5,48	15610,0 14,23	Нет св.	970,0	193590,0 99,44	—	Br — 850,0

Таблица 43 (окончание)

Местоположе- ние скважины	Интервал опробования в м и воз- раст водо- вмещающих пород	Пьезомет- рический уровень (со зна- ком ми- нус — ниже по- верхности земли), м	Дебит, л/сек Пониже- ние, м	Температура на глубине пласта (в скобках — на изливе), °C	Минерали- зация, г/л	pH	Химический состав						Преоб- ладаю- щие газы	Характерные компоненты, мг/л
							Na + K	Mg	Ca	HCO ₃	SO ₄	Cl		
							мг/л, % экв							
Осинская	1670—1676 См ₁	—210 (?)	0,11 (?) 630 (?)	24,8 (12)	364,0	6,0	64160,0 41,26	6390,0 8,19	64270,0 50,55	1230,0 0,32	1510,0 0,49	221500,0 98,31	—	Br — 4490,0 HBO ₂ — 69,0
Абанская	1503—1518 1437—1468 См ₃	—10,6	0,69 (?) 258 (?)	—	91,17	—	26691,0 72,0	1065,18 2,0	6762,0 26,0	61,0 —	1922,06 2,0	54670,0 97,0	N ₂	—
Якутский артезианский бассейн и прилегающие районы														
Намская	2364—3003 I ₁	—184,7 (?)	0,6 80	63	20,4	—	7714,0 96,9	42 1,0	156,0 2,1	544,0 2,6	765,0 0,4	12052,0 97,0	CH ₄ , N ₂	—
Амгинская	1003—1018 См ₁	—868,5 (?)	0,001 (?) —	11,5 (?)	36,8	—	7480,0 49,8	1120,0 14,1	4741,0 36,2	92,0 0,2	1027,0 3,2	22380,0 96,0	N ₂	—
Наманин- ская	Ок. 1600 См ₁	—	0,15 (?) 250 (?)	—	382,0	6,9	28605,0 17,2	9780,0 11,7	97720,0 71,1	500,0	100,0	240660,0 99,1	CH ₄ , N ₂	HBO ₂ — 270,0 Br — 4610,0
Олекмин- ская	1267—1666 См ₁	—	0,04 (?) —	—	357,6	—	22943,0 15,3	6479,3 8,1	99836,0 76,6	524,0 0,13	122,3	228974,0 99,8	N ₂ , CH ₄	Br — 3845,0
Дельгей- ская	2734 См ₁	—	0,5—1,2 Самоизлив	—	372,0	—	141557,0 89,4	6410,0 8,4	1132,0 1,0	290,0 0,3	6561,0 2,2	207850,0 96,9	—	Br — 2447,0
Бахынай- ская	2248—2258 I ₂	—143 (?)	0,9 (?) 153 (?)	42,3	38,29	6,6	16192,0 75,66	180,0 2,78	2340,0 21,56	61,0 0,18		19210,0 99,82	CH ₄ , N ₂	Br — 42,0
Усть-Ви- люйская	2049—2063 I ₂	2	0,3 (?) 400 (?)	56,5	89,1	4,85 (?)	28500,0 80,5	471,0 2,5	5248,0 17,0	720,0 0,1	540,0 0,1	54551,0 99,8	CH ₄ , N ₂	—
Тунгусский артезианский бассейн														
Мирненская	1009 Pz	—	0,25 68	—	264,0	7,0	63766,0 58,2	4578,0 8,2	30751,0 33,5	2536,0 1,1	1427,0 6,6	158710,0 97,9	—	Br — 1593,0
Мархинская	1830—1833 R	—154 (?)	0,24 449 (?)	4 (?)	503,3	—	28200,0 20,3	234200,0 78,3		346,0	Нет	240600,0 99,8	—	Br — 5212,0

Дельгейская скв. Р—2 (Березовская впадина) давала такие рассолы самоизливом с глубины 2730 м с расходом до 1,2 л/сек.

В кембрийских отложениях этой части Сибирской платформы геотермический градиент до глубин 1000 м достигает 1,4°/100 м (Амгинская скважина, глубина 1110 м) (Ефимов, Соловьев, 1952). В более глубоких скважинах геотермический градиент, вероятно, возрастает и приближается к величинам, близким для Ангара-Ленского артезианского бассейна. В Амгинской скважине на глубине 600 м температура равна 6°, а на глубине 1100 м она повышается до 14° (Девяткин, Кутасов, 1966), минерализация воды достигает 37 г/л, состав азотный хлоридно-натриево-кальциевый (см. табл. 43).

В центральных и восточных районах Якутского бассейна мощность мезо-кайнозойских сложенных доходит до 3—4 км, в отдельных впадинах увеличиваясь до 5—6 км. Здесь распространена основная масса термальных вод бассейна.

Водоносные комплексы юры и мела содержат термальные воды, температура которых в наиболее глубоких скважинах составляет: в Усть-Вилюйской скв. Р—4 на глубине 2557 м — 87,7°, в Олойской скв. Р—1 на глубине 3415 — 83°; в Нижне-Вилюйской скв. Р—2 на глубине 2845 м — 77°. Все они вскрыли юрские песчаники и алевролиты. Расположены скважины в наиболее прогнутах части Приверхоянского прогиба, и геотермические характеристики вскрытых пород должны быть близкими. Заметная разность температур связана с тем, что район Усть-Вилюйских скважин находится в зоне тектонических нарушений, где происходит частичная разгрузка вод из глубоких горизонтов. К этому же району приурочено газовое месторождение. Геотермический градиент в Усть-Вилюйском районе достигает 3,5°/100 м, в Олойском — понижается до 2,5°/100 м.

По сообщению И. С. Ломоносова, в мезозойских терригенных отложениях Якутского бассейна величина геотермического градиента колеблется от 1,6 до 3,4°/100 м. Наименьшие его значения характерны для верхних охлажденных и промороженных частей разреза, наибольшие — для глубоких горизонтов, вскрытых скважинами. Судя по этим данным, температуру 100° можно встретить на глубине 3500—4000 м.

В разведочных скважинах на нефть и газ опробовались в основном юрские песчаники. Отмечены самоизливы скважин с дебитами 1 л/сек и несколько больше. В некоторых скважинах дебиты оказались меньше 1 л/сек.

Минерализация термальных вод из юрских отложений колеблется от 16 до 89 г/л, увеличиваясь с глубиной и по направлению к наиболее прогнутой части Якутского бассейна. Так, в Намской опорной скважине, несколько удаленной от наиболее глубокой части бассейна, минерализация на глубинах 2100—2350 м достигала 16—20 г/л, а в Усть-Вилюйских скважинах на тех же глубинах она составляла 81—89 г/л. В Китчанской скважине, расположенной в Приверхоянском прогибе, минерализация воды при самоизливе с глубины 1110—1255 м достигала 42 г/л. По составу воды в основном метановые хлоридно-натриевые, содержат бром в количестве до 40 и йод — до 7 мг/л.

Следует подчеркнуть, что опробование скважин производилось не всегда удовлетворительно, и поэтому следует осторожно подходить к оценке минерализации и состава термальных вод, а также к данным о расходах. Например, в Олойской скважине с глубины 3416—3442 м поднята вода с минерализацией 1,35 г/л, гидрокарбонатно-хлоридно-кальциевая. Ничтожный дебит скважины (0,26 л/сек при понижении 800 м) заставляет предполагать, что пластовые воды здесь сильно разбавлены промывочной водой.

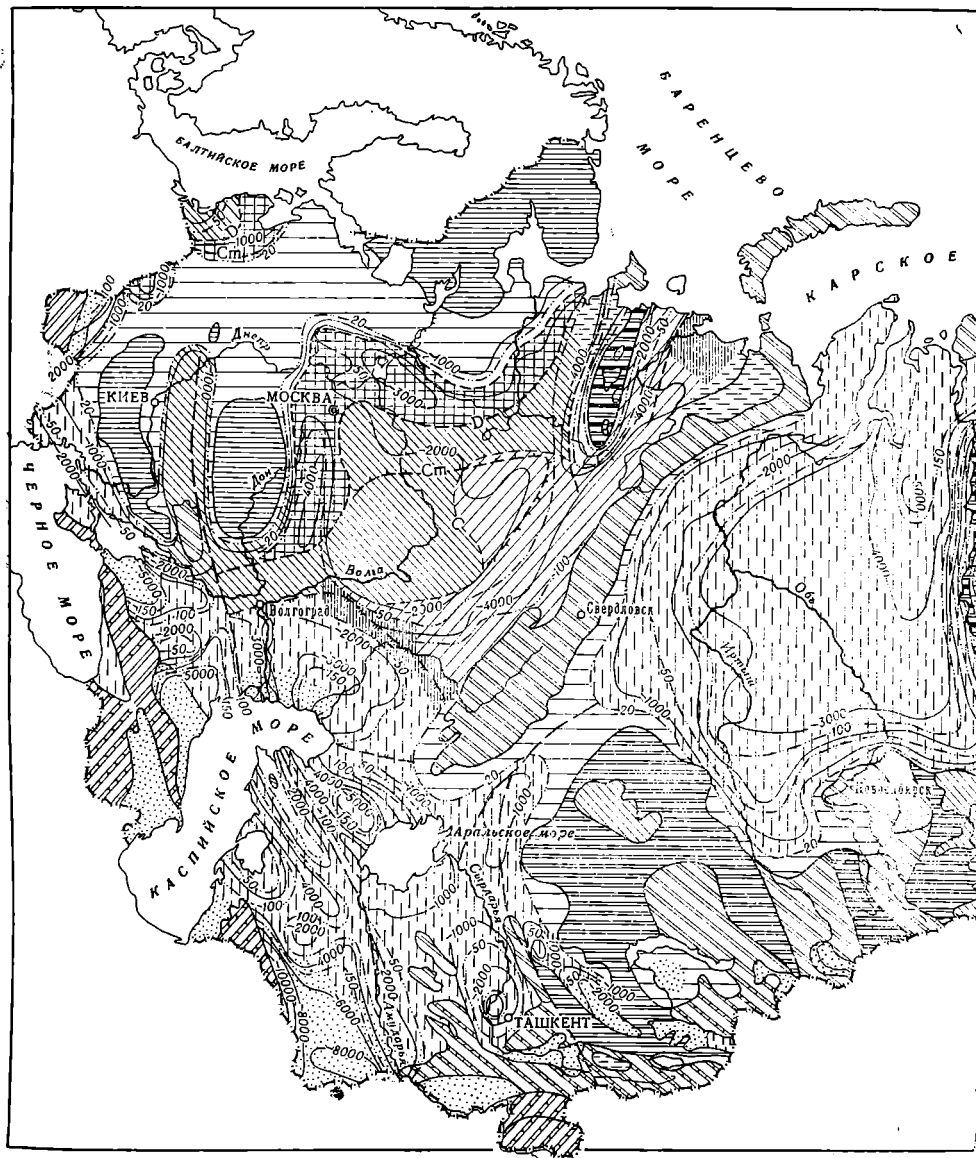
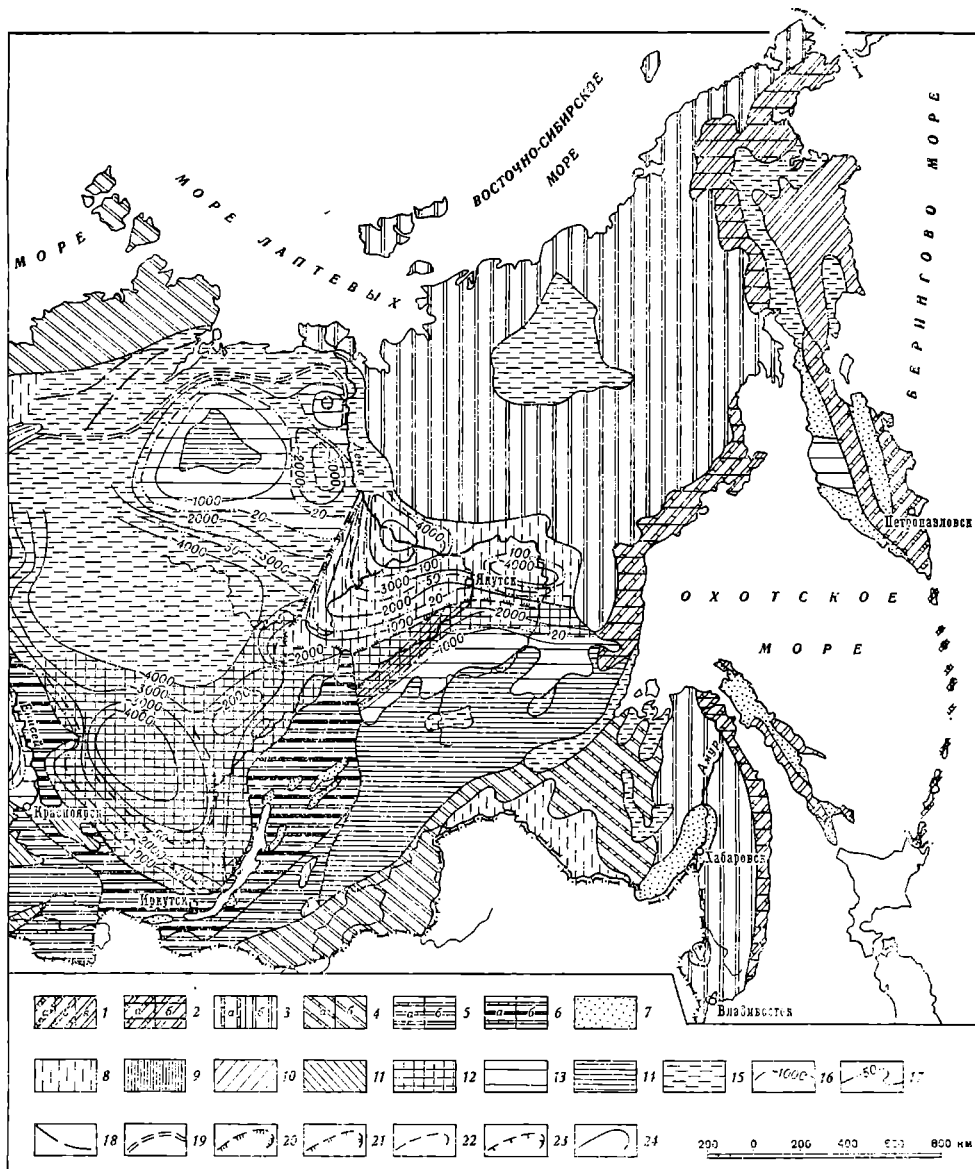


Рис. 27. Карта термальных вод СССР (составил Б. Ф. Маврицкий).

Складчатые области с локальным развитием термальных вод: 1 — область кайнозойской (альпийской) складчатости: а — районы современного вулканизма с локальными выходами вдоль крупных разломов парогидротерм и горячих источников с температурой 80—200°, б — районы вне влияния современного вулканизма с выходами термальных вод (от пресных до солоноватых) по разломам с температурой 20—100°, в — районы, где выходы термальных вод отсутствуют; 2 — область Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса: а — районы с выходами термальных вод (от пресных до соленых) по разломам с температурой от 20 до 80—90°, б — районы, где выходы термальных вод отсутствуют; 3 — область мезозойской складчатости: а — районы с выходами в основном пресных термальных вод по разломам с температурой от 20 до 80—90°, б — районы, где выходы термальных вод отсутствуют; 4 — область герцинской складчатости: а и б — то же, что и для мезозойской складчатости; 5 — область каледонской складчатости: а и б — то же, что и для мезозойской складчатости; 6 — область байкальской складчатости: а и б — то же, что и для мезозойской складчатости. Площади развития основных водоносных комплексов с термальной водой в пределах платформ, краевых прогибов и межгорных впадин: 7 — палеогеновых и неогеновых, термальные воды от пресных и солоноватых до соленых и рассольных, самозаливающихся, с температурой 20—100° и более; 8 — юр-



ских и меловых (от пресных и солоноватых до рассольных, преимущественно самоизливающиеся, с температурой 20—150° и более); 9 — пермо-триасовых (от соленых до рассольных, как правило, не самоизливающиеся, с температурой 20—75° и несколько выше); 10 — карбоновых (в основном рассольные, не самоизливающиеся, с температурой 20—50°, редко более); 11 — девонских (в основном рассольные, не самоизливающиеся, с температурой 20—50°, реже более); 12 — кембрийских и частично ордовикско-силурийских (рассольные, не самоизливающиеся с температурой 20—70°, реже более); 13 — артезианские бассейны или их части, где в осадочном чехле термальные воды отсутствуют; 14 — древние щиты и выступы фундамента платформ, в пределах которых нет термальных вод для практического использования; 15 — не изученные в гидрогестермическом отношении районы; 16 — изолинии глубин поверхности фундамента платформ; 17 — изотермы по поверхности фундамента платформ; 18 — зоны разломов; границы: 19 — северная Сибирской платформы, 20 — Вилюйской синеклизы, 21 — Прикаспийской синеклизы, 22 — первых от поверхности водоносных комплексов с термальной поддой (на Русской платформе), 23 — кембрийского водоносного комплекса, залегающего под первыми от поверхности водоносными комплексами (на Русской платформе), 24 — между районами и различными геолого-структурными областями

Тунгусский артезианский бассейн занимает всю площадь Сибирской платформы к западу от Виллюйской синеклизы и Анабарского щита до Енисейского кряжа и Туружанско-Хантайского выступа. На юге Тунгусский бассейн граничит с Ангаро-Ленским бассейном (причем граница между ними часто условная), на севере — с Усть-Енисейской впадиной Западно-Сибирской плиты.

В геологическом строении бассейна принимают участие мощная (более 3—5 км) толща терригенных пород рифея, терригенно-карбонатных пород и галогенных пород нижнего и среднего палеозоя, перекрытая в центральных районах и на севере бассейна угленосными терригенными отложениями пермо-карбона, на которых залегает толща вулканогенных пород триаса. Мощность пермо-карбонатных и триасовых пород достигает в центральных районах и на севере бассейна 1,5—2 км и, возможно, больше. Эта толща прорвана многочисленными интрузиями траппов. С поверхности породы проморожены на глубину от 100 (на юге) до 400 м и более (на севере).

Гидрогеотермические условия Тунгусского бассейна почти не изучены. На его территории имеется всего три глубоких скважины, расположенные по периферии, причем данные опробования этих скважин слишком неполны. По аналогии можно предполагать, что величина геотермического градиента для Тунгусского артезианского бассейна близка величине градиента для Ангаро-Ленского бассейна.

Тунгусская опорная скважина глубиной 2945,3 м вскрыла в кембрийских отложениях рассолы с дебитом до 7—8 л/сек. По данным температурных замеров, проведенных в скважине не качественно, трудно судить о геотермических условиях района, поскольку на глубине от 2335 до 2520 м отмечена одна и та же температура — 78°, а данные для глубин от 2550 до 2843 м показывают снижение температуры от 45 до 43°.

Мало данных о температуре по скважинам Мирненской и Мархинской, расположенным на востоке Тунгусского бассейна. Известно, что они вскрыли в палеозойских и рифейских отложениях на глубине 1009 (в первой) и 1830 м (во второй) крепкие и перенасыщенные рассолы. По данным И. В. Климовского и З. Г. Устиновой (1962), в районе кимберлитовой трубки Удачной (близ Мархинской скважины) на глубине 330 м отмечена температура — 7°.

В нижнем и среднем течении Нижней Тунгуски и в долинах Подкаменной Тунгуски и Ангары известны восходящие холодные источники с сероводородной хлоридной соленой водой, приуроченные к нижне-кембрийским отложениям. Выходы источников в большинстве случаев связаны с тектоническими нарушениями.

Вулканогенные отложения триаса и осадочно-туфогенная угленосная толща пермо-карбона содержат холодные воды. Термальные воды в пределах Тунгусского бассейна связаны главным образом с соленосными терригенно-карбонатными породами кембрия. Аналогично водам Ангаро-Ленского бассейна они должны представлять собой крепкие рассолы хлоридно-натриево-кальциевого и хлоридно-кальциевого состава.

Оленекский артезианский бассейн расположен между Анабарским щитом и Оленекским выступом. В гидрогеотермическом отношении он совершенно не изучен. Известно, что бассейн выполнен толщей соленосных терригенно-карбонатных кембрийских пород, мощность которых, если исходить из геофизических данных о глубине залегания кристаллического древнего фундамента, должна превышать 4 км. Нижнюю часть разреза, возможно, слагают терригенные породы рифея. Гидрогеотермические условия Оленекского бассейна не изучены. Геологическое строение бассейна позволяет проводить некоторую аналогию с гидрогеотермическими условиями Тунгусского и Ангаро-Ленского бассейнов. Исходя из этого, можно предполагать, что термальные воды здесь представлены рассолами, а тем-

пература на фундаменте может изменяться от 50 до 75° (на глубине от 3 до 4 км).

Хатангский артезианский бассейн располагается в пределах Хатангского прогиба к северу от Анабарского щита и Оленекского выступа. Погребенным выступом таймырской складчатой зоны (Гарбито-Янгодское и Дудыптинское поднятия) он отделен от Усть-Енисейской впадины, представляющей собой составную часть Западно-Сибирского артезианского бассейна (Проводников, 1963).

Хатангский прогиб является западным продолжением Приверхоянского прогиба и подобно последнему имеет двучленное строение осадочного чехла: на палеозойские осадочные породы налегают песчано-глинистые отложения мезо-кайнозоя, мощность которых по результатам опробования редких скважин и геофизическим данным достигает 3—4 км. Породы в различной степени дислоцированы, смяты в пологие складки и разорваны системой сбросов (Калинко, 1959; Сягаев, 1962).

Гидрогеотермические условия Хатангского бассейна почти не изучены. Известно, что начиная от поверхности и до глубины 400—600 м отложения скованы многолетней мерзлотой. В основном это верхнемеловые отложения, а в краевых частях бассейна — юрские и нижнемеловые.

Судя по геотермическим условиям в Якутском бассейне и Усть-Енисейской впадине, где в зоне мерзлых пород геотермический градиент достигает всего 1,6°/100 м, а в глубоких горизонтах увеличивается до 3,4°/100 м, в Хатангском бассейне должны быть такие же или близкие к ним геотермические условия.

Основными толщами, вмещающими термальные воды бассейна, должны быть юрские и частично нижнемеловые; температура этих отложений и заключенных в них вод должна быть близ доюрского фундамента около 75° и более. Состав вод юрского и мелового водоносных комплексов не изучен. В Нордвикских нефтеразведочных скважинах, пройденных в пределах солянокупольной структуры, в отложениях триаса, перми и нижнего карбона — верхнего девона вскрываются на глубинах от 125 до 2437 м хлоридно-натриевые рассолы с минерализацией до 283 г/л. Температура на глубине 1683 м равна 28°, что дает величину геотермического градиента 2,3°/100 м.

В Малохетском районе в юрских и меловых породах заключены хлоридно-натриевые воды с минерализацией до 15—20 г/л. В Якутском бассейне минерализация достигает 89 г/л и, возможно, более. Есть основания ожидать, что в Хатангском бассейне она выше, чем в Малохетском районе и близка к минерализации вод в Якутском бассейне.

На рис. 27 дана общая схема распространения термальных вод СССР.

Изложенные фактические данные о распространении термальных вод на территории СССР и ранее опубликованные материалы позволяют охарактеризовать природные условия, в которых формируются термальные воды. В настоящий момент можно считать установленным факт повсеместного распространения термальных вод, нагреваемых внутренним теплом Земли. Вся подземная гидросфера в основном представляет собой сферу высоконагретых вод, над которыми залегает относительно тонкая оболочка холодных и слабонагретых вод.

Региональные температурные условия в верхних частях земной коры зависят главным образом от геологической истории того или иного района. Возраст структур и их последующая тектоническая активизация (особенно в кайнозое) обуславливают различия в величинах геотермического градиента и теплового потока. В пределах древних щитов и массивов, сложенных плотными кристаллическими породами, геотермический градиент не превышает $1^{\circ}/100$ м, обычно он бывает меньше, часто снижаясь до $0,7^{\circ}/100$ м. В пределах платформ, краевых прогибов и межгорных впадин, выполненных литифицированными осадочными породами палеозойского возраста, величины геотермического градиента колеблются от 1 до 2° , редко достигая $2,5^{\circ}/100$ м. Если же эти структуры выполнены осадочными породами мезо-кайнозойского возраста, претерпевшими значительно меньшую литификацию и часто представленными рыхлыми, несцементированными осадочными толщами, величина геотермического градиента становится наибольшей, достигая $3-4^{\circ}/100$ м. Геотермическая характеристика отдельных районов приведена в табл. 44.

В силу указанных закономерностей изменения геотермического градиента в различных структурах в пределах древних щитов и массивов, таких как Алданский, Анабарский, Балтийский и Украинский, температура 100° может быть вскрыта на глубине около 10 км (в наиболее глубоких скважинах Криворожья при углублении на каждые 1000 м температура возрастает на $9-10^{\circ}$).

В пределах осадочного чехла докембрийских платформ, таких как Русская и Сибирская, температура 100° может быть встречена уже на глубине 5 км. Расположенные на этих платформах скважины глубиной 2500—3000 м обычно вскрывают температуру, не превышающую $65-75^{\circ}$. В то же время в тех случаях, когда в пределах древних структур осадочный чехол имеет двухчленное строение (на докембрийский складчатый фундамент налегают плотные литифицированные осадочные породы палеозоя, перекрытые рыхлой толщей осадков мезо-кайнозоя), геотермический градиент претерпевает значительные изменения. В пределах мезо-кайнозойской толщи он достигает $3^{\circ}/100$ м (иногда и более), в пределах палеозойских пород — снижается до $2^{\circ}/100$ м, а в зоне соленосных пород — становится еще меньше. В таких структурах скорость нарастания температуры недр в пределах мезо-кайнозойского чехла идет значительно быстрее, чем в палеозойской толще. Наиболее типичными примерами таких структур могут служить Прикаспийская и Днепровско-Донецкая впадины. В осадочном чехле эпипалеозойских платформ типа Западно-Сибирской и Скифо-

Т а б л и ц а 44

Величина геотермического градиента в пределах осадочного чехла разновозрастных структур и выступов фундамента на территории СССР

Структура	Глубина исследования, м	Примерный состав пород, их возраст	Средняя величина геотермического градиента, °C/100 м	Исследователи
<i>Осадочный чехол из отложений мезозоя и кайнозоя</i>				
<i>Межгорные впадины</i>				
Западно-Камчатская	Более 2000	Песчано-глинистые, Pg, N	До 3,0	З. В. Декусар
Впадины о-ва Сахалин	1800—3300	Песчано-глинистые, N	3,0—3,7	Д. И. Дьяконов; О. В. Радоникас
Средне-Амурская	1200	Терригенные, Cr, Pg, N	До 3,0	Н. М. Богатков
Тупикинская	1900	Терригенно-вулканогенные, N	2,8—4,3	Д. И. Дьяконов; С. В. Лысак
Селигинская	2900	Песчано-глинистые, N	До 3,0	П. С. Ломоносов, С. В. Лысак
Илийская	2500	Песчано-глинистые, Pg, N	2,5—3,5	В. С. Жеваго
Ферганская	2500—3500	Терригенно-карбонатные и соленосные, J, Cr, Pg, N	2,5—3,2	Б. А. Бедер; Т. Б. Гребенщикова, Р. Н. Танеев и др.
Таджикская депрессия (Сурхан-Дарьинская впадина)	2000	Терригенно-карбонатные и соленосные, Cr, Pg, N	2—4 (чаще 2,8—3,4)	Б. А. Бедер; А. П. Костюченко, В. Н. Крат, С. П. Тарасова и др.
Западно-Туркменская	До 3500	В основном терригенные, N, Q	2,1 (?) — 3,8	Д. И. Дьяконов; Б. А. Бедер; С. С. Джикбути, Ф. А. Макаренко, В. В. Колодий
Куринская	До 2500	Песчано-глинистые, Pg, N	3—4	Д. В. Голубятников; М. В. Абрамович; М. А. Кашкай, С. А. Алиев; Г. В. Кенгерлинская и др.
Рионская	2500—3000	Терригенно-карбонатные Jз, Cr, Pg, N	2,2—3,0	Д. И. Дьяконов; И. М. Буачидзе, Г. М. Гаглоев; С. С. Чихилидзе и др.
Солотвинская и Чоп-Мукачевская	2000—3500	Песчано-глинистые, вулканогенные и соленосные, N	2,5—5,0	Г. К. Антоненко; Б. Ф. Маврицкий
<i>Эпипалеозойские впадины</i>				
Западно-Сибирская	До 3000	Песчано-глинистые, J, Cr, Pg	2,7—4,0 (1,6—2,0) для промороженных пород на севере плиты)	Д. И. Дьяконов; Б. Ф. Маврицкий; А. А. Розин; Г. А. Чермский и др.

Таблица 44 (продолжение)

Структура	Глубина исследования, м	Примерный состав пород, их возраст	Средняя величина геотермического градиента, °С/100 м	Исследователи
Скифская				
район Западного Причерноморья	До 2500	Терригенно-карбонатные, J, Cr, Pg, N	2,5—3,0	А. Е. Бабинец
район равнинного Крыма	До 2000	Терригенно-карбонатные, Cr, Pg, N	3,0—3,6	С. В. Альбов; Д. И. Дьяконов
район Предкавказья				
Западное Предкавказье (Индоло-Кубанский прогиб)	До 3000	Терригенно-карбонатные, Pg, N	2,6—4,0	А. З. Бедчер; Д. И. Дьяконов; В. С. Котов и др.
Центральное Предкавказье	До 3500	Терригенно-карбонатные, Cr, Pg, N	3,0—4,4	Д. И. Дьяконов; В. Н. Корценштейн, И. Г. Киссин; Ф. А. Макаренко; М. В. Мирошников; А. И. Хребтов и др.
Восточное Предкавказье				
Терско-Сунженский район	До 2800	Песчано-глинистые, N	3,0—5,0 (в аномалиях 8—9)	М. Ф. Беляков; В. Н. Николаев, Г. М. Сухарев; А. М. Шайдеров и др.
Терско-Каспийского прогиба	2000—2500	Терригенные, Pg, N	3,3—5,0	С. А. Джамалов, Р. А. Левкович, Ф. А. Макаренко; Г. М. Сухарев; А. И. Хребтов и др.
восточная часть Терско-Каспийского прогиба (Дагестан)				
северные районы Предкавказья	До 3000	Терригенно-карбонатные, Cr, Pg, N	3,0—4,0	И. Г. Киссин; Е. Н. Липацкова и др.
Туранская				
Чуйская впадина	До 2000	Песчано-глинистые, Cr, Pg, N	2,5—3,5	В. С. Жеваго
Тургайский прогиб	До 500	То же	2,5	В. С. Жеваго
Сырдарьинская впадина, включая Приташкентскую впадину	2000—2500	Терригенно-карбонатные, Cr, Pg, N	3,0—3,5	В. А. Бедер; Т. Б. Гребенщикова; В. С. Жеваго и др.
впадины Центрально-Кызылкумской зоны поднятий	До 500	В основном песчано-глинистые, Cr, Pg, N	До 3,5	Т. Б. Гребенщикова, Б. Б. Таль-Вирский и др.
Бухаро-Хивинский район	До 2000	Терригенно-карбонатные и соленосные, J, Cr, Pg, N	2,0—4,0	В. Н. Корценштейн и др.
Центральные и западные части Каракумского района	До 2900	То же	2,0—4,0	Л. Г. Соколовский, В. Ф. Борзасев и др.
Южно-Маңгышлакская впадина	До 2500	Терригенно-карбонатные, J, Cr, Pg, N	3,0—4,5	В. С. Жеваго; В. Н. Корценштейн

Таблица 44 (окончание)

Структура	Глубина исследования, м	Примерный состав пород, их возраст	Средняя величина геотермического градиента, °C/100 м	Исследователи
Вилуйская синеклиза Сибирской платформы	До 2500	Терригенные, J, Cг	1,6 (для замороженных пород), 3,4 (для глубоких горизонтов)	А. И. Ефимов; И. С. Ломоносов; П. Я. Соловьев и др.
Прикаспийская синеклиза Русской платформы	До 3000	Терригенно-карбонатные, T, J, Cг, Pг	3,0—3,5	В. С. Жеваго и др.

Осадочный чехол из стлсжений палеозоя и в отдельных местах, — палеозоя и мезо-кайнозоя

Докембрийские платформы

Русская Печорская синеклиза	2000—2500	Терригенно-карбонатные и соленосные, S, D, C, P и терригенные T, J, Cг	1,6—2,2	Г. И. Богданова; Д. И. Дьяконов;
Центральный район платформы (Московская синеклиза)	До 2000	Терригенно-карбонатные и соленосные, S, D, C, P, T	1,6—2,5	Д. И. Дьяконов; С. А. Красковский; В. А. Покровский, Б. Г. Поляк и др.
Волго-Уральский свод и прилегающие районы Предуральяского краевого прогиба	До 2650	Терригенно-карбонатные и соленосные, D, C, P	1,7—2,0	Д. И. Дьяконов; В. А. Покровский, Б. Г. Поляк и др.
район Саратовско-Волгоградского Поволжья	До 2800—2900	То же Терригенно-карбонатные, J, Cг, Pг (в основном в Волгоградском Поволжье)	1,6—2,4	М. Ф. Беляков; Д. И. Дьяконов; Е. В. Стадник и др.
Днепровско-Донецкая впадина	До 3500	Терригенно-карбонатные и соленосные, D, C, P Терригенно-карбонатные, T, J, Cг, Pг	2,0—3,5	А. Е. Бабинцев; М. Ф. Беляков; Д. И. Дьяконов; Е. А. Любимова; М. Л. Школьников и др.
Припятская впадина	До 3500	Терригенно-карбонатные и соленосные, D, C, P	1,2—2,4	М. Ф. Беляков; Г. В. Богомолов, Д. Г. Протосеня
Львовская впадина и внешняя зона Предкарпатского краевого прогиба	До 3000	То же, S, D, C, P Терригенно-карбонатные, J, Cг, Pг, N	2,0—2,5	Г. К. Антоненко; С. Г. Думанский и др.
Сибирская, южная часть	До 2900	Терригенно-карбонатные и соленосные, Cг, S	1,5—2,0 (редко 2,5)	Д. И. Дьяконов; С. В. Лысак и др.

Выступы фундаментов платформ, сложенные сложноподолцированными докембрийскими породами

Балтийский щит	До 450	Интрузивные и метаморфические породы докембрия	0,7	Д. И. Дьяконов
Украинский щит	До 1400	То же	0,7—1,2	А. Е. Бабинцев; Д. И. Дьяконов; С. А. Красковский; Е. А. Любимова и др.

Туранской плит температура 100° и выше обычно встречается уже на глубине 2500—3000 м.

Различия в величине геотермического градиента функционально связаны с изменениями величины теплового потока, отражающими тепловое состояние земной коры и верхней мантии.

По данным Е. А. Любимовой (1966) и Я. Б. Смирнова (1967, 1968), изменение плотности теплового потока для платформенных областей различного возраста выражается следующими средними значениями (табл. 45).

Таблица 45

Среднее значение тепловых потоков в разновозрастных структурах, $\text{ккал/см}^2 \cdot \text{сек}$

Структура	По Е. А. Любимовой (1966)	По Я. Б. Смирнову (1967, 1968)
Докембрийские платформы		
Русская		
щиты	0,7—0,96	0,9
Днепровско-Донецкая впадина	До 1,4	—
районы синеклиз и антеклиз	—	1—1,1
Прикаспийская синеклиза	—	1,12—1,15
Сибирская		
Иркутский амфитеатр	0,95	—
пигерцинские плиты		
Скифская		
Ставропольское поднятие (Центральное Предкавказье, по Е. А. Любимовой)	1,9	1,25 2,05
Терско-Сунженская антиклинальная зона	—	1,25
Индоло-Кубанский прогиб	1,3	1,2

Приведенные величины плотности тепловых потоков при накоплении новых фактических данных могут в дальнейшем уточняться, но контрастность величин для разновозрастных структур, переживших и переживающих разные стадии тектогенеза, сохранится. Эта контрастность характеризует различия в энергетике отдельных блоков земной коры и верхних частей мантии.

В верхних частях осадочного чехла геотермические особенности платформенных областей различного возраста несколько затушевываются вследствие еще очень заметного влияния поверхностных факторов (в особенности климата) и значительной подвижности подземных вод. Об этом мы уже писали ранее (Маврицкий, 1962). Высказанное положение иллюстрируется на примере глубины залегания изотермической поверхности с температурой 20° , показанной на рис. 28. На карте ясно видно, что глубина ее залегания в северных и северо-восточных районах страны резко отличается от ее глубины в южных районах. Это объясняется тем, что на северо-востоке нулевая изотерма проходит на глубине 500 м и более в связи с развитием здесь мощной толщи многолетнемерзлых пород, а на юге нейтральный слой с температурой $15-17^{\circ}$ залегает на глубине, близкой к 20 м.

В сходных климатических условиях возраст структур достаточно четко сказывается на глубине изотермической поверхности в 20° . Например, в пределах Вилуйской синеклизы и Приверхоанского прогиба, выполненных мезо-кайнозойскими отложениями, глубина этой поверхности значительно меньше, чем в пределах собственно Сибирской платформы, выполненной плотными породами палеозоя.

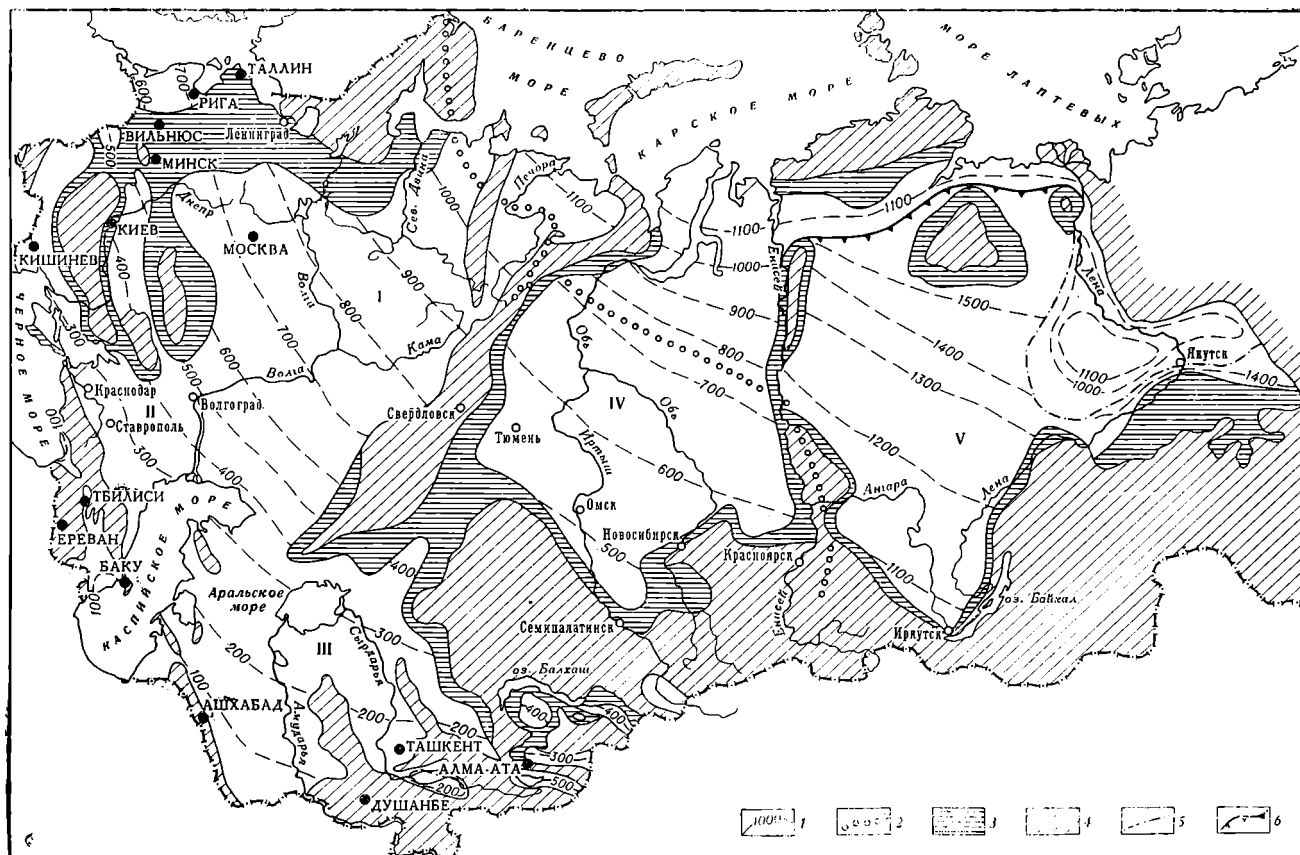


Рис. 28. Глубины залегания изотермической поверхности 20° в осадочном чехле платформ, краевых прогибов и некоторых межгорных впадин (Маврицкий, 1967).

1 — изолинии глубин изотермической поверхности 20° в м (без учета локальных термоаномалий); 2 — южная граница многолетнемерзлых пород; 3 — участки, где в осадочном чехле температура меньше 20° ; 4 — складчатые области, щиты и выступы фундамента платформ; 5 — граница Вилуйской синеклизы (наложенной впадины Сибирской платформы) и Приверхоянского прогиба; 6 — северная граница Сибирской платформы. I — Русская платформа; II — Скифская плита; III — Туранская плита; IV — Западно-Сибирская плита; V — Сибирская платформа.

Примечание. На севере и северо-востоке при определении глубины изотермической поверхности 20° учтена мощность многолетнемерзлых пород, приведенная на карте И. Я. Баранова (1959).

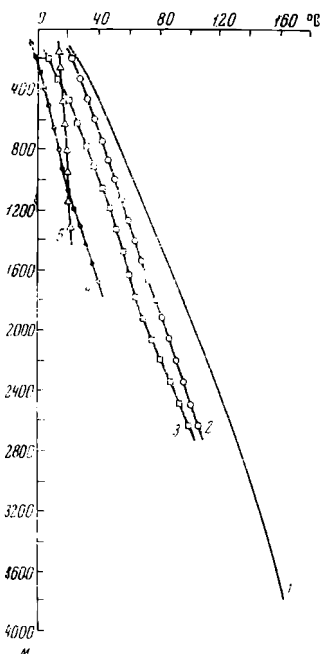


Рис. 29. Влияние климатических условий и характера слагающих пород на рост температуры в недрах

Средняя термограмма: 1 — для района Предкавказья (по Корценштейну, 1964в); 2 — для Мангышлака (по Корценштейну, 1964); 3 — для центральных районов Западно-Сибирской плиты (по Маврицкому, 1962); 4 — для района Усть-Порта (по Маврицкому, 1962); 5 — для района Украинского щита (по Любимовой, 1966)

приповерхностных участков разреза. Такие аномалии довольно часто наблюдаются на платформах, граничащих с альпийской зоной складчатости, и в межгорных впадинах этой зоны, испытавших интенсивные тектонические напряжения (Терско-Сунженская антиклинальная зона, Рионская, Западно-Туркменская впадины и др.).

Рассмотренные геотермические закономерности характерны для депрессионных зон земной коры. Складчатые (геосинклинальные) области имеют свои специфические геотермические особенности. Так, для них характерен низкий геотермический градиент, чаще всего не превышающий $2^{\circ}/100$ м. Это объясняется тем, что складчатые области, как правило, сложены плотными изверженными, метаморфическими и осадочными литифицированными породами, которые имеют небольшие коэффициенты теплового сопротивления, или, иными словами, повышенную теплопроводность.

В отличие от платформенных областей, где на больших площадях сохраняются близкие геотермические условия и где переход от одних температур к другим, как правило, постепенен, складчатым областям, где породы смяты в складки и разорваны тектоническими нарушениями, присущи резко выраженные локальные термоаномалии, имеющие вытянутую

Климатические особенности четвертичного периода влияют на температурный режим недр того или иного района до значительных глубин, порядка 2—3 км. Это отчетливо видно на рис. 29, где изображены температурные кривые для разрезов мезо-кайнозойских отложений Скифской, Туранской и Западно-Сибирской плит. Эти кривые сняты в районах, находящихся в различных климатических условиях, и положение их на графике свидетельствует о том, что чем ниже среднегодовая температура воздуха в районе, тем сильнее сдвиг термограммы влево — в сторону понижения температуры.

В свое время на основе анализа климатических условий в современную эпоху (с учетом климатов предыдущих эпох), высказывались мнения о существовании областей охлаждения в земной коре (Вернадский, 1960) и климатической зональности артезианских бассейнов (Толстихин, 1953). Многочисленные температурные замеры в глубоких скважинах, пройденных в различных районах СССР — от южных до полярных, подтвердили эти высказывания. На рис. 29 для сравнения показана средняя термограмма для Украинского щита. Крутой наклон термограммы подчеркивает, что на рост температуры с глубиной сильно влияют теплофизические свойства пород, слагающих древний щит. В глубоких частях земной коры это влияние должно сказываться значительно больше, чем влияние климата и гидрогеологических факторов, которое с глубиной затухает.

Региональные геотермические закономерности часто нарушаются температурными аномалиями, возникновение которых в основном связано с открытой и скрытой разгрузкой термальных вод и прогревом локальных

линейную форму и чаще всего приуроченные к пересечениям зон разломов с глубокими эрозионными врезами. Разгружающиеся термальные воды поднимаются к поверхности через зону более холодных слабопроницаемых пород, прогревая лишь узкую полосу вдоль водовыводящей трещины, и на коротком расстоянии от зон разгрузки термальных вод их температурное воздействие на окружающие породы уже не улавливается. В качестве примера можно привести типичные месторождения термальных вод трещинно-жильного типа Уш-Белдыр (рис. 30). Даже на Паужетском месторождении паро-гидротерм по мере удаления от зоны основной разгрузки температура вод резко падает (рис. 31).

По геотермическим условиям в пределах складчатых областей можно выделить ряд районов.

В складчатых древних областях — байкальской, каледонской, герцинской, мезозойской, — не испытывавших интенсивного воздействия новейших тектонических движений (по возрасту относящихся ко второй половине кайнозоя) и не претерпевших крупных перемещений и расколов, вызванных неотектоникой, нет ясно выраженных поверхностных термопроявлений. К ним можно отнести такие складчатые системы, как Урал, Каратау, Салаир, Енисейский кряж и др. Однако и в этих районах на тех участках, где в неогене и четвертичное время отмечались местные значительные подвижки, можно обнаружить локальные слабовыраженные термоаномалии. Так, в древнем герцинском сооружении Урала на стыке Северного и Полярного Урала, в пограничной зоне с Предуральским прогибом, выходят восходящие источники Пымвашор с аномально высокой для данного места температурой 28° . Такого же типа восходящие источники обнаружены в южной части Каратау, там, где Малый Каратау отделяется зоной нарушений от Большого Каратау. Здесь в устьевой части р. Актугай есть источники с температурой до 28° , образовавшие мощные толщи травертинов.

Еще более разительный пример разгрузки термальных вод наблюдается близ стыка Алданского щита с Байкальской складчатой системой, испытывавшей сильное воздействие кайнозойского тектогенеза. Здесь в долине р. Олекмы (в ее среднем течении) и правого ее притока р. Тунгурчакана вдоль разлома, рассекающего протерозойские сланцы и мраморы, происходит естественная разгрузка термальных вод. В Олекминской группе источников, расположенных вдоль правого берега реки на протяжении до 1,5 км, температура воды достигает 48° (по замерам Р. С. Кононовой и Е. Е. Жаркова, произведенным в марте 1964 г.), а суммарный расход воды достигает 200—250 л/сек. В Тунгурчаканском источнике температура воды не превышает 20° (Ломоносов, Лысак, 1967). По составу вода источников хлоридно-сульфатно-натриевая. В Олекминских источниках содержание кремниевой кислоты достигает 236 мг/л.

Учитывая, что Алданский щит скован с поверхности мерзлотой и обычный для него геотермический градиент не превышает $0,7\text{--}0,8^{\circ}/100\text{ м}$, выход мощных струй термальных вод на поверхность следует связывать с продолжением крупного разлома, протягивающегося из Байкальской рифтовой зоны.

Складчатые древние области, которые испытали сильное воздействие новейших тектонических движений, приведших к крупным расколам и перемещению по ним отдельных блоков, характеризуются ярко выраженными термопроявлениями, приуроченными к наиболее крупным раскрытым зонам разломов и дробления¹. Такие складчатые системы, как Тянь-Шань, Байкальская, а также Чукотский и Охотский секторы вулканогенного пояса, имеют массу выходов термальных вод, нагретых до самых различных температур, вплоть до $80\text{--}100^{\circ}$.

¹ Характерной особенностью этих районов является их высокая сейсмичность.

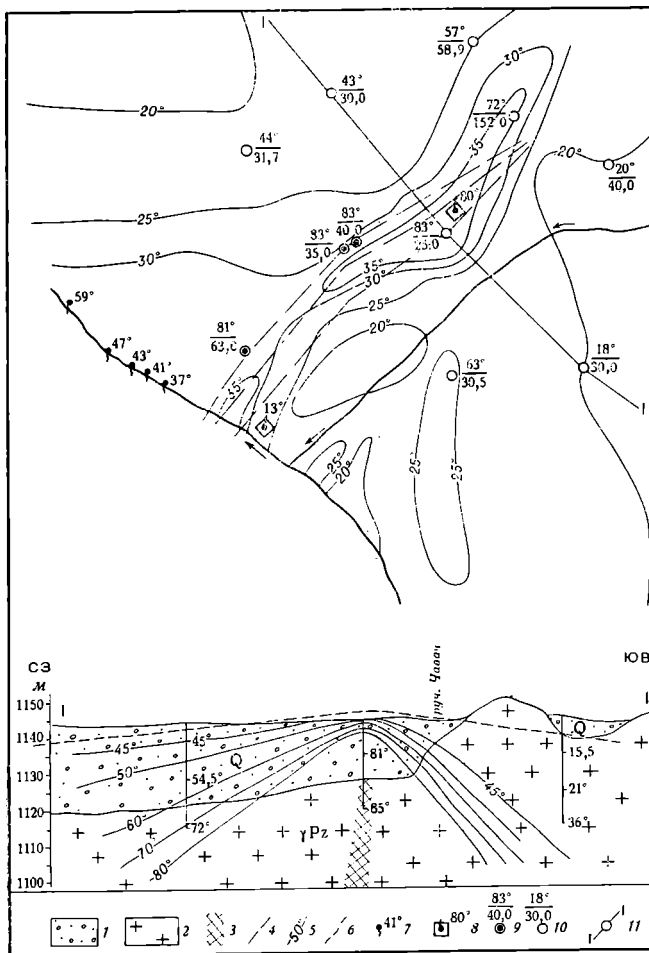


Рис. 30. Схема Уш-Белдырского месторождения термальных вод (по В. Е. Сидорову, 1966)

1 — аллювий; 2 — изверженные породы; 3 — зона дробления; 4 — разломы; 5 — изотермы (на карте показаны изотермы на глубине 0,5—1 м, полученные в результате термометрической съемки); 6 — положение пьезометрической поверхности термальных вод в разрезе; 7 — источник и его температура; 8 — каптажный колодец и температура воды в нем; 9 — каптажная скважина: числитель — температура воды на изливе, знаменатель — глубина скважины; 10 — разведочная скважина: числитель — температура воды, знаменатель — глубина скважины; 11 — линия разреза

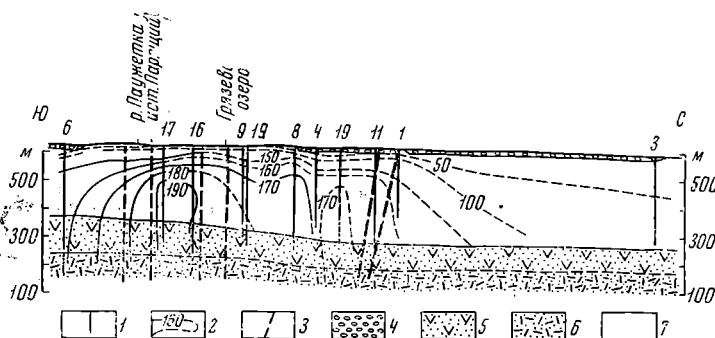


Рис. 31. Геотермический разрез через Паужетское месторождение паро-гидротерм (по Аверьеву, Белоусову и Сутробову, 1965).

1 — скважины; 2 — изотермы; 3 — линии разломов; 4 — аллювиальные отложения; 5 — туфобрекчии андезитового состава; 6 — спекшиеся туфы дацитового состава; 7 — туфы псефитовые, псаммитовые дацитового состава с прослойками туфобрекчий

В зоне альпийского тектогенеза также наблюдаются термопроявления вдоль крупных разломов, причем наиболее типичны они для Кавказа и Памира. К этой же зоне относится давно известная линия термальных источников вдоль северного склона Конетдага.

Наконец, среди складчатых областей геотермическими условиями резко выделяется зона кайнозойской (камчатской) складчатости, к которой приурочены районы современного вулканизма — Камчатка и Курильские острова. Здесь локальные термопроявления наиболее интенсивны. Ряды вулканов, действующих и потухших, вытянутых вдоль крупных разломов, создают мощные термоаномалии, с которыми связаны выходы многочисленных паро-гидротерм и горячих источников. Местами прогретые участки занимают значительные площади, по основная разгрузка термальных вод приурочивается к зонам разломов и оперяющих их трещин. Геотермические градиенты в верхних частях аномальных участков часто колеблются в значительных пределах — от 10 до 100°/100 м, снижаясь по мере увеличения глубины вскрытия участков¹. Вне зон влияния действующих вулканов и остывающих, неглубоко залегающих магматических тел геотермические условия близки к условиям уже рассмотренных складчатых районов.

Как видим, в пределах складчатых областей вследствие их сложного и неравномерного тектонического развития геотермические условия различны. Неодинакова и плотность теплового потока, причем она определялась по различно активизированным районам разновозрастных областей складчатости, включая межгорные впадины. По данным Я. Б. Смирнова (1967, 1968), для неактивизированных в кайнозое районов байкальской и каледонской складчатости средняя величина теплового потока составляет 1,1—1,15 μ кал/см²·сек. В активизированной рифтовой зоне байкалида эта величина достигает 2,4 μ кал/см²·сек. По данным Е. А. Любимовой (1966), она еще выше: средняя величина теплового потока под дном оз. Байкал оказалась равной 2,8 μ кал/см²·сек. Для вулканических провинций (включая районы современного и четвертичного вулканизма) тепловой поток определяется в 2,2 μ кал/см²·сек. Для Закарпатья Е. А. Любимова приводит величину теплового потока 2,6 μ кал/см²·сек. В зоне альпийских сооружений она также высока. Для мегантиклинория Большого Кавказа, по данным Я. Б. Смирнова, плотность теплового потока достигает 1,85 μ кал/см²·сек; для горной части Крыма (Ялта) по данным Е. А. Любимовой, поток равен 1,6 μ кал/см²·сек.

Исходя из рассмотренных закономерностей изменения геотермического градиента в верхних частях земной коры, а тем самым и изменения температурных условий недр можно было бы попытаться хотя бы приближенно определить мощность подземной гидросферы, т. е. сферы, в которой водные растворы находятся преимущественно в жидкой фазе. Однако на этот вопрос еще нельзя ответить однозначно. По справочникам, критическая температура дистиллированной воды составляет 374,62° при давлении 218 атм. В. К. Семенченко и В. Б. Баскаков (1965) указывают на сверхкритическую точку с параметрами $T = 463,2^\circ$ и $P = 478$ кг/см². А. А. Штернбергом (1962) была построена диаграмма $P - T$ для воды с температурой до 700° при давлениях до 1000 кг/см². Из анализа этой диаграммы А. А. Штернберг сделал вывод, что в температурных пределах от 375 до 600° при определенных давлениях существуют две фазы: жидкая и парообразная, причем доля второй с ростом температуры постепенно увеличивается. По его мнению, при температуре выше 600°

¹ Подобное явление объясняется тем, что при восходящем движении воды направление фильтрационного и теплового потока совпадают. Как указывает Н. А. Огильви (1959), это приводит к тому, что геотермический градиент уменьшается с глубиной по экспоненциальному закону, а термограммы получаются выпуклыми по отношению к оси глубин.

при всех давлениях может существовать только паровая (газовая) фаза воды.

Если согласиться с данными В. К. Семенченко и В. Б. Баскакова, т. е. принять за критическую температуру 463° , то в соответствии с геотермическими условиями недр и в зависимости от различий в строении земной коры такая температура может быть встречена примерно на следующих глубинах: в районах древних щитов — на глубине до 50 км, в пределах платформ — до 40 км, в молодых глубоких прогибах — на глубине 20 км и более. На указанных глубинах гидростатическое давление должно составлять несколько тысяч атмосфер, а если учесть, что здесь действует в основном геостатическое давление, то величина его может составить уже десятки тысяч атмосфер, т. е. во много десятков раз превысит то критическое давление, на которое указывают В. К. Семенченко и В. Б. Баскаков.

Трудно строить какие-либо предположения относительно фазово-агрегатного состояния флюидов в условиях таких высоких давлений. В. И. Вернадский (1960) подчеркивал, что на глубине 60 км и более в условиях давлений в десятки тысяч атмосфер исчезают различия между жидкими и газообразными телами. Эту же мысль высказал Ф. Г. Смит (1954), отмечая, что в надкритической области в обстановке высоких давлений нет резкого разделения жидкого и газообразного состояния вещества. Таким образом, существующие в земной коре термодинамические условия не позволяют нам сколько-нибудь обоснованно провести нижнюю границу гидросферы, т. е. наметить раздел между жидкой и парообразной (газовой) фазами. По-видимому, следует лишь согласиться с выводом В. И. Вернадского о том, что «фазовая область планеты, где есть структуры из молекул воды, не выходит за пределы земной коры» (1960, т. IV, кн. 2, стр. 33).

Важно подчеркнуть еще одно обстоятельство, вытекающее из различий в температурном разрезе земной коры: под древними щитами вещество верхних слоев мантии должно быть более холодным и более плотным, чем в районах молодых платформ и глубоких молодых прогибов. Этим, возможно, объясняется неодинаковая тектоническая подвижность щитов, платформ и молодых прогибов.

Платформенные и складчатые области различаются не только по геотермическим условиям, но и по гидрогеологическим особенностям, поскольку качественные и количественные показатели термальных вод определяются в основном геолого-структурными условиями, в которых формируются эти воды и которыми определяются различия в термодинамической обстановке, а также составом пород, с которыми воды контактируют.

К платформенным областям, краевым прогибам и межгорным впадинам приурочены артезианские бассейны, которые представляют собой многослойные системы, включающие как водоносные, так и относительно водоупорные слои. В этих бассейнах изменения напоров, коллекторских свойств пород, минерализации вод и их химического и газового состава происходят обычно постепенно. Существенное влияние на эти показатели оказывает характер пород и возраст бассейнов. Особенно сильно они влияют на гидродинамические особенности водонапорных систем. Водообильность пород, слагающих артезианские бассейны, зависит от их состава, пористости, трещиноватости и степени уплотнения. Последнее свойство находится в прямой зависимости от глубины залегания водоносных пород и их возраста: чем глубже залегают породы и чем они древнее, тем меньшей пористостью и проницаемостью обладают, а тем самым и меньшей водоотдачей. По мере погружения пород развиваются процессы катагенеза, приводящие к перекристаллизации обломочных минеральных зерен и особенно к разрастанию обломочных зерен таких

породообразующих минералов, как кварц и полевые шпаты. В результате поровое пространство пород и их водоотдача сокращаются. Например, на площади Западно-Сибирского артезианского бассейна заметные эпигенетические преобразования пород отмечаются уже на глубине 1500—2000 м, т. е. ими затронуты породы верхнего мела, а глубже залегающие породы нижнего мела и юры претерпели очень значительные эпигенетические преобразования, приведшие к их уплотнению и окаменению. В связи с этим проницаемость водоносных пород падает по мере углубления, снижаясь от сотен миллиардов в верхнем мелу до десятков и единиц миллиардов в нижне- и среднеюрских отложениях. Такое снижение проницаемости наблюдается во всех водонапорных пластовых системах, и особенно сильно оно проявляется в наиболее древних, таких как водонапорные системы Русской и Сибирской докембрийских платформ.

Н. А. Страхов (1960) отмечает, что на глубинах 3—3,5 км происходит сплошное региональное окаменение осадочных пород. При еще большем погружении пород плотность их должна увеличиваться, а проницаемость резко падать. В зоне метаморфизма усиливаются процессы перекристаллизации минерального вещества осадочных пород, поровое пространство цементируется разрастающимися кристаллами (со структурами взаимного прорастания), количество водных растворов уменьшается на единицу объема породы и эти растворы пропитывают микропоры и образуют межкристалльные пленки. На глубинах, превышающих 10—15 км, где температуры достигает 200—300° и выше, а давления превышают 3000—4000 атм, осадочные породы, по-видимому, утрачивают свои характерные черты и приобретают черты метаморфических пород. Пористость и проницаемость бывших осадочных пород, метаморфических и изверженных пород на больших глубинах должны сближаться. Как показали определения эффективной пористости изверженных пород Украинского и Балтийского щитов, она не превышает 1%, а проницаемость падает до десятитысячных миллиардов (Пэк, 1968). По данным А. С. Шур и А. Т. Елкиной (1967), общая пористость (ультра- и микропоры) у неизмененного диабазового порфирита достигает 1% и менее, а у сильно-метаморфизованных пород — до 2—4%, причем размер пор лежит в пределах 10^{-7} — 10^{-10} см (образцы пород из рудников Урала и Средней Азии).

При определении интенсивности эпигенетических изменений пород следует учитывать, что они зависят главным образом от глубины залегания пород (чем глубже, тем сильнее влияние давления и температуры) и от времени (чем древнее породы, тем сильнее при прочих равных условиях эти изменения). Эпигенетические изменения молодых четвертичных пород, залегающих на значительных глубинах в молодых прогибах, несоизмеримо меньше, чем более древних пород, залегающих на тех же глубинах. На первые в основном действует лишь фактор компрессии (давление лежащих выше пород); на вторые — фактор компрессии и фактор внутреннего изменения минерального скелета породы. Оба фактора в совокупности оказывают особенно сильное влияние на коллекторские свойства пород, на коллоидальные (водозахватные) свойства глинистых слоев, резко снижая их. У эпигенетически измененных, окаменелых, сцементированных пород (как коллекторов, так и относительных водоупоров) возрастает гидравлическая связь подземных вод и усиливается возможность вертикальной фильтрации, причем резкое снижение коллекторских свойств водоносных пород ведет к уменьшению латеральной (по пласту) миграции флюидов. В то же время вертикальная миграция должна относительно усиливаться вследствие сближения проницаемости коллекторов и водоупоров. В этих условиях устанавливается подвижное равновесие между латеральной и вертикальной миграцией подземных вод

глубоких горизонтов. Два вектора — давления (напора) и температуры — складываются, и их совместное влияние должно способствовать току вещества снизу вверх.

В свое время А. Н. Мятнев (1947) даже для неглубоких горизонтов считал необходимым при гидродинамических расчетах запасов учитывать расход подземных вод через лежащие выше, относительно водоупорные глинистые слои. Для глубоких горизонтов вертикальная составляющая фильтрация должна иметь еще большее значение.

В центральных частях бассейна на миграцию подземных растворов снизу вверх может указывать обычно наблюдаемое нарастание напоров по мере углубления. Этот процесс должен приводить к определенной нивелировке состава подземных вод коллекторов и контактирующих с ними относительно менее проницаемых толщ и к обогащению солями лежащих выше водоносных комплексов. Это находит подтверждение и с гидрохимических позиций. Как показал анализ поровых растворов из образцов глин и аргиллитов юры и валанжина, поднятых из Омской скважины с глубины 2100—2600 м (анализ поровых растворов был выполнен В. В. Красинцевой), минерализация и химический состав их близки минерализации и составу подземных вод из водоносных горизонтов того же возраста: минерализация тех и других изменялась сверху вниз от 20 до 30 г/л, состав оставался хлоридно-натриевым.

Наблюдаемое в большинстве бассейнов уменьшение концентрации солей в подземных водах по мере приближения к поверхности земли может свидетельствовать о фильтрационно-диффузионном характере процесса, сопутствующего вертикальной миграции флюидов. Поток тепла, идущий снизу вверх, способствует ускорению диффузионного потока. В природе, однако, бывает и так, что поток вещества имеет направление и вверх и вниз. Это встречается в тех случаях, когда источник солей располагается в средних частях водонапорной системы (гаурдакская соленосная толща верхней юры Туркмении, соленосная толща кимериджитона Северного Кавказа, усольская соленосная свита Сибирской платформы, соленосная толща нижней перми Предуральяского прогиба и др.). Такое явление отмечено в указанных районах в ряде глубоких скважин, вскрывающих соленосные толщи и подсоленосные отложения.

Вследствие ухудшения коллекторских свойств пород с глубиной расход скважин по мере вскрытия все более глубоких горизонтов уменьшается. На площади Западно-Сибирской, Туранской и Скифской платформ расходы скважин при вскрытии ими водоносных горизонтов в верхнем и нижнем мелу достигают при самоизливе 10 л/сек и более, при вскрытии юрских горизонтов они снижаются до 1—3 л/сек и менее (удельные дебиты скважин изменяются соответственно от 5 л/сек до десятых и сотых долей литра в секунду на 1 м понижения).

На Русской и Сибирской платформах и в каледонских впадинах саянского типа степень преобразования водовмещающих палеозойских пород еще больше и проницаемость их, как правило, еще меньше, чем у мезозойских пород эпипалеозойских плит. В связи с этим расходы скважин при откачке малы и при больших понижениях (десятки и первые сотни метров) редко превышают 1 л/сек, обычно составляя десятые и сотые доли литра в секунду.

Меньшие эпигенетические преобразования претерпевают молодые осадочные породы, выполняющие краевые прогибы, граничащие с областью альпийской складчатости, и впадины байкальского типа. Вследствие этого при вскрытии водоносных горизонтов неогена расходы глубоких скважин (до 3000 м) при самоизливе часто достигают 10 л/сек и нередко бывают еще больше.

Во впадинах тихоокеанского типа мезозойские отложения, выполняющие узкие грабенообразные погружения, претерпели значительные преоб-

разования (усиленные тектоническими сжатиями и внедрением эффузивных и интрузивных пород) и, как правило, слабопроницаемы. Водообильность глубоких скважин, вскрывающих термальные воды из этих отложений, незначительна.

Из приведенных данных следует, что для получения термальных вод в практически значимых количествах глубина скважин в платформенных областях, краевых прогибах и межгорных впадинах, как правило, не должна превышать 2,5—3 км. Отсюда ясно, что возможная максимальная температура воды на изливе в бассейнах, выполненных мезозойскими и кайнозойскими породами, не будет превышать 100°, обычно находясь в пределах 80—90°; на докембрийских платформах температура воды, поднятой с этих глубин, будет не более 40—50°.

На основании изложенного можно сделать некоторые выводы относительно движения подземных вод в крупных водонапорных системах. По мере снижения проницаемости водоносных пород с глубиной латеральная миграция вод в глубоких горизонтах должна резко замедляться, несмотря на значительное снижение вязкости высоконагретых вод (от 1 сантипуаза при 20° до 0,18 сантипуаза при 150°).

Уменьшение порового пространства должно приводить к увеличению сжатия флюидов и нарастанию напоров вод по мере углубления. Это явление наблюдается в центральных частях многих артезианских бассейнов (особенно в бассейнах эпипалеозойских плит). Повышение напоров в свою очередь приводит к миграции подземных вод снизу вверх. Такая вертикальная миграция должна усиливаться по мере аргиллитизации глин и превращения их в аргиллиты. Этот процесс приводит к развитию трещиноватости в глинистых породах, бывших ранее относительно водоупорными, и приближению их проницаемости к проницаемости контактирующих с ними коллекторов (алевролитов, мелкозернистых песчаников), претерпевших подобно глинистым породам сильные эпигенетические преобразования.

Глинистые толщи часто рассматривают как запасные аккумуляторы подземных вод, отдающие их в коллекторы по мере погружения и уплотнения глин. В ряде исследований придается большое значение влиянию поровых вод глинистых слоев в циклах водообмена артезианских бассейнов.

С нашей точки зрения, процессы отжатия вод из глинистых толщ следует в какой-то мере учитывать для отложений кайнозоя примерно до глубин 1000—2000 м, для более древних пород и особенно палеозойских — до глубин менее 1000 м, т. е. до глубин, где начинают проявляться процессы эпигенеза, где коллоидальность глин и количество поровых вод резко снижаются и довольно ощутимо начинает проявляться механизм вертикальной миграции флюидов.

При формировании осадочных пород, особенно глинистых, они отдают основную часть содержащихся в них вод при отложении первых десятков метров толщи, причем отжатая вода попадает главным образом в материковый водоем. Данные океанологов показывают, что влажность осадков (илов) уменьшается от 70—90 до 40% и менее на первых десяти метрах и далее продолжает медленно убывать по мере углубления (Бруевич, 1945; Лисицын, 1956; Романкевич, 1957). В интервале глубин примерно от 0 до 10—30 м бесструктурный ил переходит в глинистую породу под влиянием давления лежащих выше отложений. Таким образом, глины теряют основную часть поровой воды уже на первых стадиях диагенеза.

Следует отметить, что породы фундамента артезианских бассейнов обычно имеют резко пониженную проницаемость по сравнению с покрывающим их осадочным чехлом, что связано с более глубоким метаморфизмом пород фундамента и цементацией их пор и трещин. В результа-

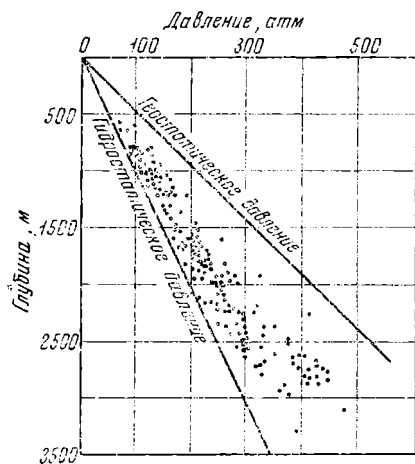


Рис. 32. Изменение начальных пластовых давлений с глубиной по нефтяным месторождениям Западно-Туркменской впадины (по Колодий, 1966).

кие пластовые давления могут быть встречены в Ферганской и Таджикской впадинах, в неоген-четвертичных впадинах байкальской, герцинской и альпийской областей складчатости (таких, как Нарынская, Селенгинская, Сахалинские, Араратская и др.).

Аномально высокие пластовые давления возникают в водоносных комплексах при определенных условиях. К ним в первую очередь относятся: 1) интенсивное погружение фундамента депрессии в неоген-четвертичное время, компенсируемое накоплением мощной толщи осадков; 2) достаточно мощные относительно водоупорные покрывки и фациально изменчивые водоносные комплексы, налегающие на слабопроницаемые слои, что создает условия гидравлической изоляции для глубоких горизонтов; 3) тектонические нарушения, приводящие к гидравлической изоляции отдельных блоков структур.

Явление аномально высокого пластового давления уже достаточно широко освещено в литературе как за рубежом, так и у нас (Dickinson, 1953; Тхостов, 1960; Аникиев, 1964; Киссин, 1964; Колодий, 1966). Наиболее яркие примеры аномально высокого пластового давления на территории Советского Союза были описаны К. А. Аникиевым и И. Г. Киссиным для Терско-Сунженской антиклинальной зоны, входящей в состав Терско-Каспийского прогиба, В. В. Колодием (1966) для Западно-Туркменской впадины.

В указанных условиях определенной гидравлической изоляции при интенсивном прогибании или тектоническом сжатии создаются необычайно высокие напоры подземных вод, превышающие гипсометрические отметки возможных областей питания. В наиболее прогнутой части структуры давление значительно выше, чем в периферийных частях, и складывается из гидростатического и какой-то части геостатического давлений (рис. 32).

Создающиеся аномально высокие напоры не успевают рассеяться вследствие очень малых скоростей движения сжатой жидкости по пласту и еще меньших в вертикальном направлении. При достаточно длительном перенапряженном состоянии пород могут происходить расколы большой протяженности под воздействием чрезмерных напоров вод. Мы предполагаем, что Гогрань-Окаремская, Боядаг-Небит-Дагская зоны рас-

те при вскрытии скважинами пород фундамента их водоотдача оказывается ничтожно малой.

В пределах древних щитов и массивов, сложенных кристаллическими породами, трещиноватость с глубиной быстро затухает и в зоне термальных вод приобретает волосной характер. В связи с этим глубокие скважины, пройденные в этих районах, оказываются практически безводными, а вследствие слабой тектонической подвижности этих структур поверхностных термопроявлений здесь не обнаружено.

В ряде молодых прогибов и интенсивно развивающихся в кайнозое межгорных впадинах обнаружено явление аномально высокого пластового давления подземных вод. К таким структурам могут быть отнесены в первую очередь Терско-Каспийский и Индоло-Кубанский прогибы, Западно-Туркменская и Курунская впадины. Аномально высо-

колов в Западно-Туркменской впадине возникли именно таким путем и стали очагами разгрузки термальных вод и углеводородных газов. Этим же можно объяснить возникновение целой зоны грязевых вулканов в Куринской впадине вплоть до района «кипящего моря». Характерной особенностью районов с аномально высокими пластовыми давлениями является довольно быстрая сработка упругой энергии при создании условий интенсивной разгрузки флюидов (воды, нефти, газов), в том числе искусственной.

На плитах и платформах, где интенсивность прогибания за весь длительный период развития структуры невелика и в новейший тектонический этап накапливается относительно маломощная толща осадков, явления аномально высоких пластовых давлений не могут иметь места и они фактически здесь не отмечаются.

В складчатых областях в связи с трещинно-жильным характером циркуляции термальных вод водообильность источников и скважин зависит от мощности зон дробления, степени раскрытости тектонических трещин и характера пород, подвергшихся нарушению. Так, разрывные дислокации о-ва Сахалин имеют характер надвигов, взбросов, сдвигов в относительно слабо устойчивых осадочных толщах, что приводит к закрытию трещин. Редкие группы термальных источников, приуроченных к этим нарушениям, сравнительно малодобитны — от 1 до 5 л/сек.

В байкальской складчатой системе разрывные нарушения часто имеют раскрытый характер, они дробят хрупкие, глубокометаморфизованные осадочные и изверженные породы. Термальные источники в этом районе, как правило, многодебитны, расходы часто достигают десятков литров в секунду. Попутно отметим следующее обстоятельство: поскольку температура воды источников вне зон современного вулканизма не превышает 80—100°, а геотермический градиент, характерный для горно-складчатых областей, составляет 1—2°/100 м, то следует предполагать, что термальные воды поднимаются с глубины 5—7 км, редко — более. По-видимому, водовыводящие тектонические трещины ниже этих глубин либо становятся закрытыми (вследствие чего их дренирующая роль невелика), либо имеют характер сколов в верхних частях земной коры. Лишь отдельные шовные линии в земной коре имеют глубокое заложение (на отдельных участках, по-видимому, до верхней мантии), и с ними связано образование вулканических поясов.

К глубоким разрывным нарушениям относятся и рифтовые зоны, претерпевающие определенную эволюцию во времени. На определенном этапе они служат путями разрядки внутренней энергии и с ними связаны излияния лав. Затем глубокие разрывные трещины могут закрываться (или запаиваться), оставляя лишь сеть более мелких тектонических нарушений, через которые идет разгрузка термальных вод. По наиболее глубоким трещинам могут продолжаться подвижки отдельных блоков, приводящие к сильным землетрясениям. Примером таких зон могут служить Байкальская рифтовая зона, зона Красного моря и некоторые другие.

Гидрогеохимические особенности платформенных и складчатых областей столь же различны, как и их геотермические и гидродинамические условия, от которых они во многом зависят.

В артезианских бассейнах, приуроченных к платформенным областям, краевым прогибам и межгорным впадинам, изменение минерализации термальных вод и их химического и газового состава происходит обычно постепенно. Существенно влияет на эти показатели характер водовмещающих пород и возраст бассейнов.

Как было показано выше, химический состав термальных вод артезианских бассейнов довольно разнообразен: от гидрокарбонатно-сульфатного, гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого

до хлоридно-натриевого и хлоридно-кальцево-натриевого. Наиболее распространены соленые и рассольные хлоридно-натриевые термальные воды. В глубоких частях крупных бассейнов в составе вод значительное участие начинает принимать ион кальция.

Пресные и солоноватые гидрокарбонатно-сульфатные, гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые термальные воды обычно распространены в краевых и верхних частях артезианских бассейнов эпипалеозойских платформ, что обусловлено внедрением пресных инфильтрационных вод и их смешением с ранее накопленными водами различной минерализации. На площади докембрийских платформ пресные и солоноватые термальные воды отсутствуют.

Гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые воды, обычные в зоне холодных вод, редко встречаются при температурах выше 20°. Сульфатные воды чаще всего не распространяются ниже зоны 50°, поскольку при температурах от 20 до 50° наиболее активно протекают процессы сульфатредукции с образованием гидрокарбонат-ионов и сероводорода. Иногда сульфатные ионы накапливаются и при более высоких температурах при наличии контактов с гипсоносными залежами (Челекен и др.).

Обширный фактический материал свидетельствует, что на площади большинства артезианских бассейнов, приуроченных к платформенным областям и к ряду межгорных впадин, господствуют соленые и рассольные термальные воды от хлоридно-натриевых до хлоридно-кальциевых, с минерализацией в пределе 500—650 г/л.

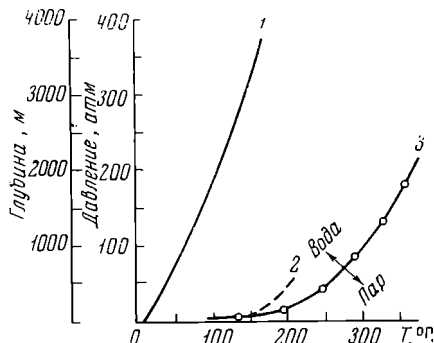
Если происхождение соленых хлоридных вод (с минерализацией до 35 г/л) можно легко связать с захоронением вместе с осадком морских вод, средняя минерализация которых составляет 35 г/л, а в состав входят: хлор — до 19,3, сульфаты — до 2,65, гидрокарбонаты — до 0,15, натрий — до 10,55, магний — до 1,3, кальций — до 0,4 и калий — до 0,4 г/л, причем уже на первых стадиях диагенеза этот состав претерпевает существенные видоизменения¹ за счет ухода сульфатов (сульфатредукции), то образование рассольных термальных вод за счет захороненных морских вод нормальной солености объяснить не удастся. Тем более нельзя объяснить образование хлоридно-кальциевых рассолов. За счет катионного обмена натрия воды на кальций породы нельзя ожидать большого увеличения содержания кальция в водном растворе в связи с небольшими концентрациями иона кальция, который может накапливаться в воде в результате этого процесса. В. А. Лебедев указывает, что при этом большому накоплению иона кальция в воде препятствует «физико-химическая основа нормального катионного обмена (закон действующих масс) и известные со времен работ К. К. Гедройца (1933) свойства ионов Na, Mg и Ca, выражающиеся в присущей им энергии обмена, определяемой в основном энергией гидратации» (1968, стр. 50).

Объяснить увеличение минерализации подземных вод до рассольных концентраций подземным испарением, как это предполагали некоторые исследователи (Альтовский, 1964; Сулин, 1948 и др.), даже при захоронении в осадке морской воды, не говоря уже о низкоминерализованных водах инфильтрационного происхождения, нельзя, так как водные растворы подземной гидросферы находятся в таких термодинамических условиях, которые препятствуют испарению (рис. 33). Термограмма по Предкавказью, наиболее прогретой провинции среди водоносных систем пластового типа, свидетельствует, что внутренней тепловой энергии Земли далеко не достаточно для того, чтобы приблизить систему к линии насыщения водяного пара. Тем самым создается непреодолимое препятствие для возникновения процесса испарения (кипения) в пластовых

¹ По данным океанологов, без существенного увеличения концентрации солей.

Рис. 33. Сопоставление положений термограмм пластовых систем и трещинных систем районов современного вулканизма с положением линии насыщения водяного пара (составил Б. Ф. Маврицкий).

1 — геотермограмма по Предкавказью (геотермический градиент $3-4^{\circ}/100$ м); 2 — термограмма по скв. 13 на Паужетке (Камчатка); 3 — линия насыщения водяного пара для чистой воды (по М. П. Вукаловичу, 1958)



условиях. Только на локальных прогретых участках в областях современного вулканизма может происходить вскипание подземных вод и то лишь близ земной поверхности (Термограмма по скв. 13 на Паужетке; рис. 33), но и это вскипание не приводит к заметному концентрированию подземных растворов. Минерализация паро-гидротерм не превышает $3-5$ г/л и объясняется влиянием гидрогеохимических условий в глубоких частях водонапорных систем. Газовые струи, выходящие на поверхность на отдельных локальных участках бассейнов, могут выносить какое-то количество влаги, однако этим никак нельзя объяснить высокую концентрацию рассолов, вскрываемых скважинами на громадных площадях. Процессы испарения с капиллярной оторочки грунтовых вод приводят к концентрации солей в них (что особенно заметно в аридных зонах), но этот процесс не оказывает никакого влияния на концентрацию растворов в глубоких горизонтах.

Высокая концентрация солей в термальных водах артезианских бассейнов может быть объяснена только одним, хорошо известным и повсеместно протекающим в природе процессом выщелачивания солей из широко распространенных мощных галогенных толщ (гипсово-ангидритовых, галитовых и карналитовых, перемежающихся с доломитами, глинами и аргиллитами; Иванов, Левицкий, 1960). По мере погружения галогенных толщ (иначе, эвапоритов) они попадают в условия все более повышенных температур, при которых процесс выщелачивания должен ускоряться.

За длительную геологическую историю развития бассейнов влияние процесса выщелачивания и растворения солей могло распространиться на расстояния в сотни километров от площадей развития соленосных толщ. Как указывает С. И. Смирнов (1966), основным механизмом такого рассеивания может быть только конвективная (фильтрационная) диффузия. Разделяя этот взгляд, мы также согласны с высказыванием С. И. Смирнова о том, что «рассолы, парагенетически связанные с эвапоритами, не сводятся только к остаточной рапе солеродных водоемов, которая едва ли может сохраниться в недрах Земли геологически длительное время, если только она не заключена внутри соляных тел» (1967, стр. 89).

Второй вопрос, требующий объяснения, касается источников значительного накопления кальция в соленых и рассольных термальных водах. Нам представляется, что помимо катионного обмена, главным источником поступления кальция в подземный раствор служит минеральное вещество водовмещающих пород. Как уже отмечалось, по мере погружения фундамента платформ и увеличения мощности осадочного чехла в условиях все увеличивающихся давлений и температуры происходят кристаллохимические преобразования минералогического состава осадочных пород (альбитизация, хлоритизация, эпидотизация, доломитизация и др.). С глубиной вследствие растворения уменьшается содержание эпидота,

пироксенов, амфиболов и других тяжелых минералов. Это ведет к активным реакциям обмена между нагретыми и перегретыми водными растворами и породой, к изменению ионно-солевого комплекса пород и подземных вод.

В свое время мы обращали внимание на важность совместного изучения состава подземных вод и минерального вещества пород, преобразующегося под воздействием эпигенеза (Маврицкий, 1962). Этот вопрос находится сейчас на такой стадии изучения, что представляется возможным определять лишь качественное изменение подземных вод, происходящее в результате изменения минерального состава пород; делать количественные расчеты сейчас еще трудно.

Существенное влияние на состав подземных вод глубоких горизонтов должны оказывать изменения одного из основных породообразующих минералов — плагиоклазов. Происходит процесс альбитизации, т. е. замещения в кристаллической решетке плагиоклаза Ca^{2+} на Na^{2+} (Копелиович, 1965). Процесс альбитизации (деанортитизации) протекает на значительных глубинах в зоне хлоридно-натриевых подземных вод, пропитывающих как водоносные коллекторы, так и разделяющие их относительно водоупорные тонкопористые слои, в основном глины в различной стадии окаменения вплоть до аргиллитов и глинистых сланцев. При перекристаллизации происходит поглощение ионов натрия из вод в решетку и вытеснение из кристаллической решетки ионов кальция, которыми обогащаются подземные воды. Этот процесс регионально широко распространен. Он описан для Западно-Сибирской плиты, Предверхоанского прогиба, Вилуйской синеклизы, Русской платформы и для других районов (Косовская, Шутов, 1958; Перозио, 1961 и др.).

Процесс растворения и перекристаллизации минерального вещества пород и адсорбции — десорбции катионов и анионов в системе вода — порода, по-видимому, является основным процессом, ведущим к обогащению хлоридно-натриевых вод глубоких водоносных горизонтов хлоридами кальция. В связи с этим в зоне глубоких хлоридных вод отношение $\frac{\text{C} - \text{rNa}}{\text{rMg}}$, как правило, бывает больше единицы.

Как подчеркивает А. В. Копелиович, «массовое растворение под давлением обломочных зерен приводит к переходу в раствор не только основных породообразующих компонентов: Si^{2+} , Al^{3+} , K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , но и многих рассеянных и редких элементов, заключенных в кристаллических решетках минералов в форме микровключений и изоморфных примесей» (1965, стр. 269).

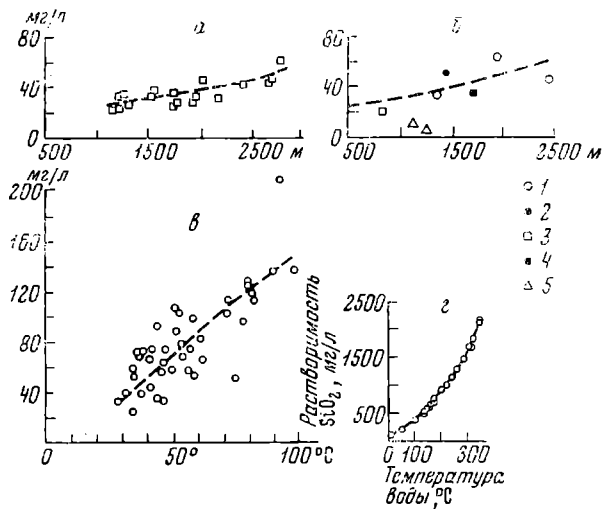
Последнее положение подтверждается наблюдаемым в ряде районов обогащением вод рудными элементами. Так, установлено, что на Челекене в термальных хлоридно-натриево-кальциевых рассолах с температурой 70—75°, заключенных в отложениях красноцветной толщи неогена, содержание свинца доходит до 30 мг/л, цинка — до 8 мг/л. В скважинах и трубопроводах наряду с отложениями таких жильных минералов, как барит и арагонит, отлагаются сульфиды железа, свинца и цинка.

Таким образом, эпигенетические преобразования пород приводят к обогащению глубоких подземных вод не только элементами, определяющими тип воды (такими, как кальций, натрий, магний, калий), но и рудными элементами, содержание которых местами достигает значительных величин. Одновременно с этим преобразование органических остатков в породах морского генезиса ведет к обогащению подземных вод йодом и бромом.

Степень концентрации солей в подземных растворах является сложной функцией, зависящей от многих факторов: от наличия галогенных формаций, от температуры, давления, времени и тектонической подвижности района. Последняя влияет на интенсивность гидродинамического фактора,

Рис. 34. Графики содержания кремнекислоты в термальных водах (составил Б. Ф. Маврицкий).

а — на площади Западно-Сибирской плиты; б — на площади Туранской плиты; в — в азотных термах; г — опытная кривая растворимости гели кремнезема в чистой воде при температуре от 0 до 360° (по Богомолу, Плотниковой, Титовой, 1967); минерализация термальных вод в г/л: 1 — до 1; 2 — 1—10; 3 — 10—35; 4 — 35—100; 5 — 100—200



способствующего рассеиванию солей в толще пород бассейна и, в конечном счете, выносу солей из бассейна.

В длительно развивавшихся бассейнах, выполненных в основном отложениями палеозойского возраста с широким развитием соленосных пород, минерализация термальных вод достигает наибольших величин. Так, на Русской платформе она равна 350 г/л, на Сибирской — около 400 г/л, а в самих соленосных отложениях минерализация достигает предельных величин — 450—650 г/л.

Геологическое развитие Сибирской платформы в триасе было осложнено внедрением по многочисленным разломам трапповой магмы, резко нарушившей гидрогеотермические условия этого района. Как отмечает Е. А. Басков (1965, 1967), разломы и трубки взрыва создали возможность для разгрузки рассолов глубоких водоносных горизонтов, а тепловое влияние интрузий приводило к обогащению рассолов кремнекислотой, железом, аммонием и другими компонентами. Свидетельством сильного теплового влияния трапповой магмы на окружающие породы и рассолы может служить уникально высокое содержание кремнекислоты (до 1445—1745 мг/л), обнаруженное в Нижнеудинской и Атовской скважинах, вскрывших на глубинах от 2550 до 3220 м отложения мотской и усольской (основной галогенной толщи платформы) свит. Такое содержание кремнекислоты намного превышает ее возможную предельную концентрацию при современных геотермических условиях (температура на глубине пластов составляет 50—65°). Попутно отметим, что термальные воды большинства бассейнов платформенного типа недонасыщены кремнекислотой, что может свидетельствовать о расходе ее на построение кристаллической решетки кварца и алюмосиликатов (рис. 34).

Трапповая магма не только изливалась на поверхность, но и внедрялась в толщу палеозойских пород (дайки и силлы диабазы отмечены среди каменной соли и ангидритов усольской свиты в Заярской опорной и некоторых других скважинах). Тепловое влияние магмы должно было резко усиливать подвижность и растворяющую способность подземных вод, что способствовало концентрации рассолов и их перемещению на значительные расстояния от тел внедрившейся магмы, т. е. в направлении уменьшения градиентов напора, температуры и концентрации.

Меньшей минерализацией обладают термальные воды более молодых артезианских бассейнов, выполненных отложениями мезо-кайнозойских осадков. В числе этих бассейнов самым большим является Западно-Сибирский, в пределах которого минерализация термальных вод редко пре-

вышает 30—35 г/л. Здесь пока не обнаружено соленосных толщ. В ряде мест (Колпашево, Максимкин Яр и др.) в нижней части юрских пород, налегающих на палеозойский фундамент, отмечена минерализация 45—80 г/л (Маврицкий, 1962). Рассольная вода, по предположению С. И. Смирнова (устное сообщение), должна свидетельствовать о наличии в породах фундамента галогенных толщ. В этой связи следует учесть, что, по мнению геологов, под всей юго-восточной (Чулымской) частью бассейна залегают породы, развитые в Минусинской впадине — в основном девонские, в состав которых входят галогенные отложения. Таким образом, не исключена возможность миграции рассолов из фундамента в покрывающие его юрские отложения.

В тех районах, где мезо-кайнозойские породы содержат соленосные толщи, минерализация термальных вод достигает 100—250 г/л, (ярким примером могут служить бассейны, приуроченные к Туранской и Скифской эпигерцинским плитам). В районах непосредственного распространения соленосных толщ она может достигать 400—500 г/л (например, в Байрамалийском, Фарабском и других районах, где распространены соленосные отложения гаурдакской свиты верхней юры).

В Вилуйской синеклизе, представляющей собой наложенную структуру Сибирской платформы, минерализация термальных вод в глубоких горизонтах нередко достигает 100 г/л. Выполняющие эту синеклизу мезо-кайнозойские терригенные осадки не содержат соленосных толщ и высокую минерализацию подземных вод здесь можно объяснить подтоком рассольных вод из подстилающих соленосных палеозойских пород, особенно сильным в местах тектонических нарушений (например, в Усть-Вилуйском районе).

В отдельных крупных бассейнах, приуроченных к платформам, где нет соленосных толщ, минерализация термальных вод сравнительно невысокая (в Сырдарьинском бассейне — до 5—10 г/л, реже — более).

Зависимость состава и минерализации термальных вод от условий их формирования можно в общих чертах показать на примере геологической истории развития такой крупной платформенной структуры и приуроченной к ней водонапорной системы, как Скифо-Туранская (в пределах к западу от Амударьи и Аральского моря). В мезозое развитие водонапорной системы здесь шло таким образом, что основная область питания располагалась на севере и миграция подземных вод происходила в южном направлении в центральные районы Скифо-Туранской платформы через соленосный район современного Северного Прикаспия. Можно предполагать, что под влиянием выщелачивания солей из галогенной толщи верхнего палеозоя и из соляных куполов, с нею связанных, минерализация вод глубоких горизонтов мезозоя на значительных площадях достигала рассольных концентраций с преобладанием хлоридов натрия. Второй этап в развитии системы начался со времени замыкания Крымско-Кавказской и Копетдагской частей средиземноморской геосинклинали и одновременного воздымания Крымско-Кавказской горной системы, Копетдага, Памира и Тянь-Шаня. В результате этих тектонических процессов постепенно стала усиливаться миграция подземных вод с юга (в Кавказском и Крымском секторах) и с юго-востока (в Гиссаро-Памирском и Паропомизском секторах) на север, особенно со второй половины кайнозоя. В это время глубокие подземные воды приобрели высокую минерализацию за счет выщелачивания солей из широко распространенной соленосной гаурдакской толщи верхней юры на Туранской плите и кимеридж-титона — на Скифской.

Наличие соленосных отложений в кимеридж-титоне на Южном Мангышлаке (по-видимому, и в смежных районах) должно было также способствовать повышению концентрации солей в подземных водах. За длительные геологические отрезки времени миграция рассольных вод (при

скорости, не превышающей 10 см/год) могла распространяться на сотни километров, и в настоящее время они фиксируются на большей площади Каракумского и Предкавказского районов.

Развитие краевых прогибов — Индоло-Кубанского, Терско-Каспийского, Прикопетдагского, системы поднятий Мангышлака, Туаркыра, образование крупных разломов и связанных с ними структурных ступеней, таких как Бухаро-Хивинская зона ступеней, Центрально-Каракумский свод с его системой разломов — все это накладывало отпечаток на условия формирования термальных вод, осложняя общие направления миграции подземных вод глубоких горизонтов и влияя на распределение термальных вод различной минерализации и состава.

Иные условия формирования термальных вод существовали прежде и существуют сейчас в таких районах Туранской плиты, как Сырдарьинская впадина и впадины Кызылкумской зоны поднятий, где не обнаружено типичных соленосных отложений и имеются свои области питания и разгрузки, способствующие достаточно интенсивному водообмену. В результате минерализация термальных вод в указанных впадинах невысокая (от пресных до солоноватых). Соленые воды, обнаруженные на Мирзачульском, наиболее погруженном участке впадины, образовались благодаря выщелачиванию рассеянных галоидных и сульфатных солей из палеогеновых и неогеновых отложений.

Хотелось бы подчеркнуть влияние состава пород (и их коллекторских свойств), характера залегания и условий оттока подземных вод (миграции по пласту и разгрузки) на гидрохимические черты разреза. На рис. 35 приведены три гидрогеотермических разреза через различные построенные районы. В первом (юго-восточная, Чулымская, часть Западно-Сибирского артезианского бассейна) разрез с поверхности и до середины отложений неокома (а на юге — до юры) сложен достаточно хорошо проницаемыми породами без выдержанных относительных водоупоров. Инфильтрационные пресные и слабосоленоватые воды за кайнозойский период заполнили всю указанную толщу пород и способствовали опреснению вод из лежащих ниже отложений мезозоя (район Тегульдета и др.). Верхние водопроницаемые слои толщи мезо-кайнозоя перехватывали основную массу инфильтрационных вод, поступающих из областей питания, и отводили их к центральным частям бассейна. В нижнюю часть толщи мезозоя поступало ничтожное количество воды, проникновение которой затруднялось преобладанием глинистых разностей, глубоко пораженных процессами эпигенеза. В результате здесь сохранились более древние минерализованные воды.

При затрудненном оттоке и различии коллекторских свойств пород внедрение молодых инфильтрационных вод происходит на близкое расстояние от современных областей питания. Это наглядно видно на разрезе, проведенном через Нальчикское месторождение термальных вод, где язык пресных вод внедрился по наиболее проницаемому нижнемеловому водоносному комплексу с благоприятными условиями питания. В районе скв. 3 поток пресных инфильтрационных вод уже ослаблен противодействием минерализованных вод, заполняющих разрез, причем постепенное уменьшение минерализации вверх по разрезу от соленосной юрской толщи к палеогеновым отложениям можно объяснить еще заметным влиянием разбавления и диффузионным рассеиванием.

Сложнее распределение минерализации вод в разрезе, проведенном через Терско-Каспийский прогиб. Здесь опреснен южный борт за счет инфильтрационных вод, внедрившихся в наиболее мощный из неогеновых чокрак-караганский водоносный комплекс. Соленые воды, заключенные в этих отложениях на северном борту прогиба, связаны с предшествующими этапами развития бассейна, в настоящее время захваченного процессом рассоления термальных вод. В глубоких же частях бассейна в более

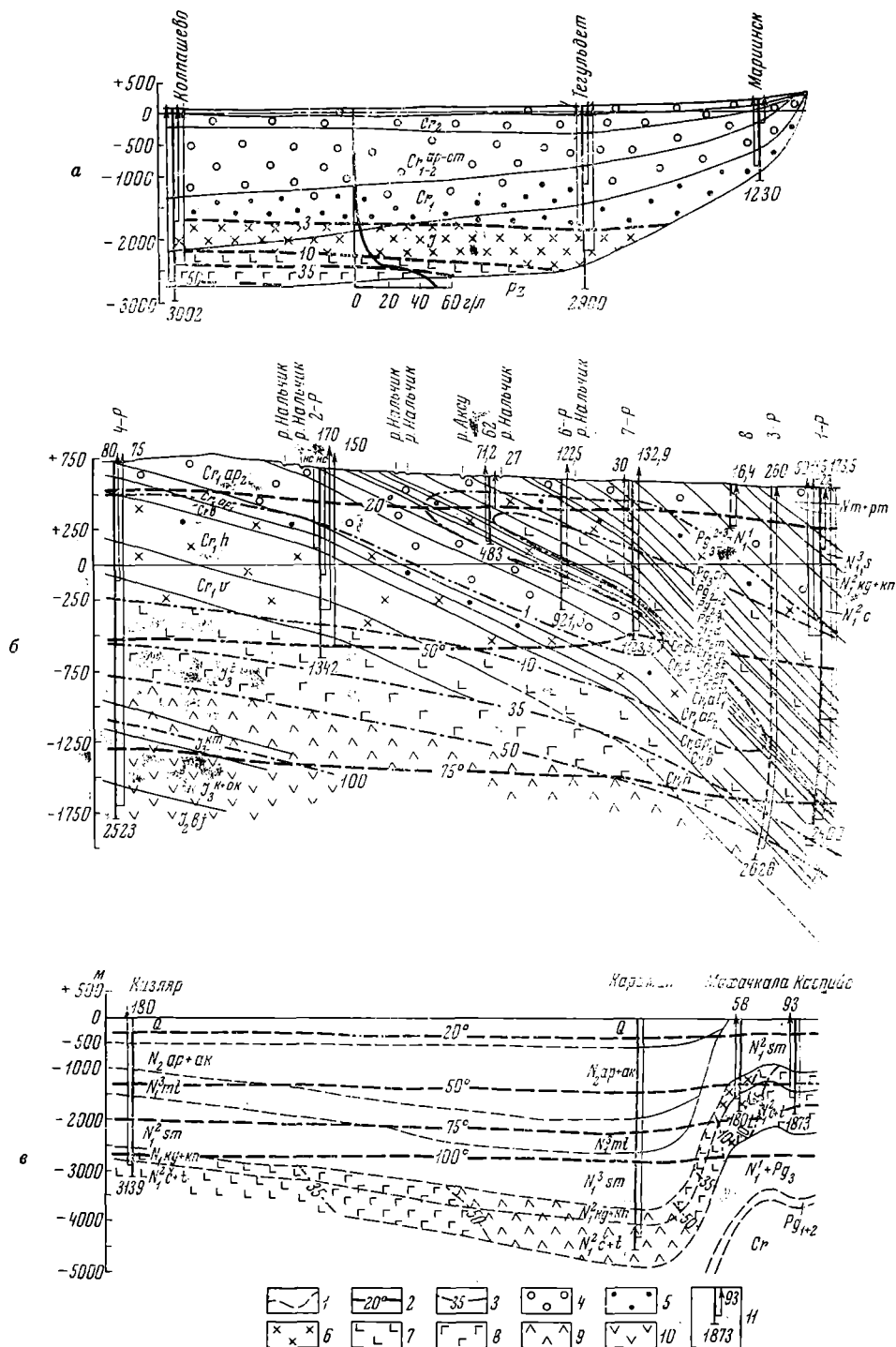


Рис. 35. Гидрогеотермические разрезы через юго-восточную часть Западно-Сибирской плиты (а), Налчижское месторождение термальных вод (б), Терско-Каспийский прогиб (в) (составил Б. Ф. Маврицкий).

1 — стратиграфические границы; 2 — изотермы; 3 — границы зон минерализации; минерализация в г/л: 4 — до 1, 5 — 1—3, 6 — 3—10, 7 — 10—35, 8 — 35—50, 9 — 50—100, 10 — более 100; 11 — скважина; вверху — ее номер или наименование, внизу — глубина в м; стрелка — высота напора, цифра около нее — статический уровень в м

застойных условиях соленость термальных вод превышает соленость океана и может свидетельствовать о токе вещества из более глубоких водоносных горизонтов, связанных с засоленными отложениями. Не исключена возможность поступления в раствор рассеянных солей, свойственных миоценовым отложениям альпийской зоны и контактирующих с ней районов¹.

В некоторых молодых бассейнах, приуроченных к межгорным впадинам (таким, как Джаркентская), пресные и солоноватые воды могут быть преобладающими. Особенно характерны в этом отношении межгорные впадины байкальского типа (Баргузинская, Селенгинская, Тункинская и др.), впадины мезозойской складчатости (Средне-Амурская, Суйфунская и др.) и тихоокеанского типа (Амуру-Зейская и др.), сложенные терригенными, хорошо промытыми кайнозойскими и мезозойскими породами, зажатыми среди кристаллических пород. Они заполнены пресными и слабосоленоватыми термальными водами в основном гидрокарбонатно-натриевого состава. Лишь с глубины 1000—2500 м в воде начинает постепенно увеличиваться содержание хлор-иона.

В то же время в межгорных впадинах, в разрезе которых заключены соленосные толщи, содержатся соленые и рассольные термальные воды. К ним относятся межгорные впадины каледонской складчатой области (саянский тип), например Минусинская, Тувинская, и альпийской складчатой области, такие как Солотвинская, Араратская, Нахичеванская, Западно-Туркменская и др. В некоторых впадинах Тянь-Шаньской складчатой зоны (например, в Нарынской) соленосные толщи приурочены к миоценовым отложениям, а в Ферганской и Таджикской впадинах — к мезо-кайнозойским терригенно-карбонатным отложениям с галогенными толщами, развитыми в юре, палеогене и миоцене. В перечисленных впадинах совершенно отчетливо выявляется парагенезис соленых вод и рассолов с соленосными отложениями.

По газовому составу термальные воды артезианских бассейнов относятся главным образом к азотно-метановым и метановым, которые образовались в основном в результате биохимических превращений органического вещества пород и метаморфизации растительных остатков (от торфа и слабообуглившейся древесины до каменных углей и углистых сланцев). О том, какое большое количество метана и углекислоты может выделяться при карбонизации захороненного органического вещества, дает представление таблица 46.

Таблица 46

Состав и количество летучих (в кг) при карбонизации 100 кг органического вещества на различных этапах метаморфизации (по А. К. Каримову, 1964)

Состав летучих	Стадия метаморфизации		
	торф→бурый уголь	торф→коксовый уголь	торф→антрацит
CH ₄	11,2	16,6	21,2
CO ₂	22,8	43,5	42,6
H ₂ O	2,2	0,9	3,0
Твердый остаток	63,8	39,0	33,2

Большое количество метана выделяется не только при метаморфизме органического вещества, но и самими углями на угленосных месторождениях (табл. 47).

¹ В чокракских отношениях Дагестана местами отмечаются включения, линзы и тонкие прослойки гипса.

Вследствие постоянно идущей генерации углеводов (в первую очередь метана) из захороненного органического вещества, постоянно повышается парциальное давление образующихся газообразных веществ, поступающих в раствор. Это вызывает диффузионный поток в сторону от центров генерации. Скорость рассеивания образующихся углеводов зависит от интенсивности миграции подземных вод, которая в свою очередь зависит от коллекторских свойств водовмещающих пород и от степени их тектонической нарушенности. Как для солевого состава вод, так и для растворенных в воде газов коэффициенты диффузии близки; в зависимости от проницаемости пород они изменяются от 10^{-5} до 10^{-6} , реже 10^{-4} или 10^{-7} $\text{см}^2/\text{сек}$ (Соколов, 1966; Смирнов, 1968).

Таблица 47

Средняя относительная метанообильность шахт
(по А. И. Кравцову, 1968), $\text{м}^3/\text{т}$

Глубина от дневной поверхности, м	Донбасс	Кузбасс	Карагандинский	Печорский	
				Воркутинское месторождение	Интинское месторождение
До 50	—	0,5	0	—	0
50—100	1,0	1,0	0,7	1,0	0,5
100—150	2,5	4,0	2,7	1,5	1,0
150—200	6,0	8,0	6,5	5,0	3,0
200—300	10,5	(14,0)*	15,5	11,0	(6,5)
300—400	17,0	—	(27,0)	18,0	(8,5)
400—500	23,0	—	(37,0)	(26,0)	(10,5)

* В скобках приведены прогнозные величины метанообильности.

Об относительной интенсивности переноса и накопления газов в термальных водах может свидетельствовать грязевой вулканизм в таком нефтегазоносном районе, как Куринская впадина. Он проявляется с определенной закономерностью: с интервалами в 60—65 лет в северных прибрежных зонах впадины и в 25—30 лет в более погруженных южных частях депрессии (Каримов, Халимов, 1966). Механизм работы грязевых вулканов можно сравнить с периодической деятельностью гейзеров: выброс — накопление газов — выброс. Различная периодичность извержений грязевых вулканов в погруженных и в более приподнятых частях впадины может объясняться различиями геотермических условий этих районов. Большая нагретость глубоких частей южной зоны, куда уходят своими корнями жерла грязевых вулканов, приводит к повышению скорости генерации углеводов и к их большей подвижности.

Газообразование в осадочных породах является следствием химических изменений захороненных органических веществ как растительного, так и животного происхождения. Помимо доминирующих углеводородных газов образуются углекислота, азот, сероводород, аммиак и водород. В. А. Соколов (1966) выделяет четыре зоны нефтегазообразования: 1) биохимическую — до глубины несколько десятков метров; 2) переходную — до глубины 1,5 км, где биохимические процессы затухают, а термokatалитические идут еще медленно; 3) термokatалитическую — от 1,5 до 6 км, где в основном образуются различные углеводородные и другие газы и нефти; 4) газовую — глубже 6 км, где образуется преимущественно метан (рис. 36).

Доля метана, по В. А. Соколову, должна увеличиваться с глубины 4—5 км, а с 6 км метан становится доминирующим; доля нефти с углублением уменьшается, поскольку высокомолекулярные углеводороды

при высоких температурах являются наименее устойчивыми соединениями. А. А. Петров (1967) указывает, что температурные пределы нефтеобразования составляют 150—250°, при 400—500° и выше даже метан становится неустойчивым и реакции между ним и водой приводят к образованию CO_2 , CO и H_2 . Такие температуры могут быть лишь вне осадочной оболочки земной коры (исключая участки современных вулканов).

В метаморфических и изверженных породах гранитного слоя (пояса) вряд ли могут содержаться углеводороды, а поэтому и преобразования их там происходить не может.

Выделенные В. А. Соколовым зоны можно увязать с гидрохимической зональностью бассейнов. Третья, наиболее важная в отношении нефтегазообразования зона совпадает с хлоридной, где температура в различных бассейнах изменяется от 30—50 в верхней части зоны до 150—200° (редко до 250°) в нижней. Хлоридная зона по геохимическим и температурным условиям наиболее благоприятна для формирования и сохранения нефтегазоносных залежей. Мы уже указывали, что в этой зоне в равной мере возможна и латеральная и вертикальная миграция флюидов. В связи с этим отметим не совсем правильное мнение В. Ф. Линецкого (1965), который считал, что на больших глубинах в глинах имеется только связанная вода, которая не обладает растворяющей способностью. Чем выше температура, тем тоньше пленка связанной воды, а при дегидратации частиц глины, происходящей в процессе аргиллитизации, связанная вода переходит в свободное состояние. В температурной зоне 75—100° и выше уже не встречается коллоидальных глин, все они переходят в аргиллитизированные глины и аргиллиты.

Процессы метанообразования на платформах идут непрерывно на громадных площадях. На эпигерцинских платформах основной толщей, генерирующей метан, является юрская угленосная толща (J_1 и J_2). При существующих в этой толще температурных условиях (от 50 до 150° и выше) и давлениях (от 100 атм и более) в ней должен генерироваться в больших количествах метан, который, попадая в подземные воды, перемещается под воздействием в основном конвективной диффузии в вышерасположенные горизонты и по пластам разносится на значительные расстояния. Образование всех газовых месторождений Западно-Сибирской, Скифской и Туранской плит следует связывать именно с юрской угленосной свитой. Метан может генерироваться и в апт-альбских отложениях, содержащих значительное количество захороненной растительной органики. В общем генерировать углеводородные газы могут любые осадочные толщи, содержащие растительные и животные остатки.

Генерация углеводородных газов должна усиливаться в периоды погружения водонапорной системы, а при подъеме — замедляться. При этом решающее влияние должны оказывать температурные условия (т. е. условия, ведущие к значительной метаморфизации органического вещества, особенно растительного происхождения), в которые попадают толщи, содержащие наибольшее количество захороненного органического вещества, а также длительность развития системы и мощность слабопроницаемых покровов.

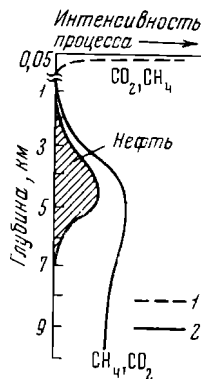
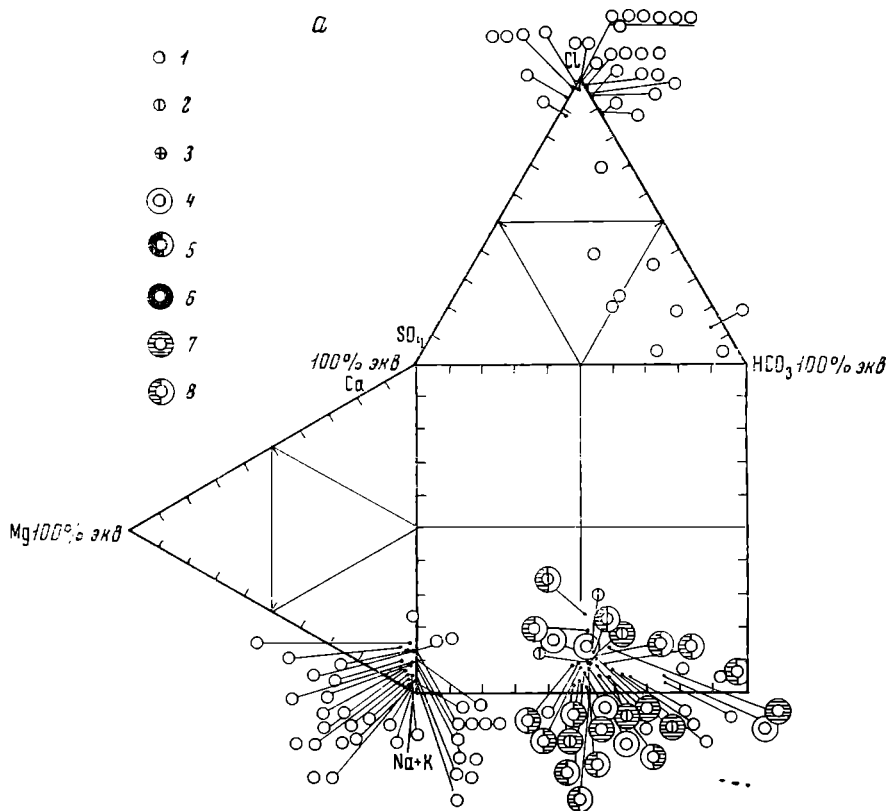


Рис. 36. Вертикальная зональность образования углеводородных газов и нефти в осадочных породах при погружении пород (по Соколову, 1966).

1 — метан и углеводородный газ биохимического происхождения; 2 — метан с примесью CO_2 , образующийся в результате термokatалитических процессов

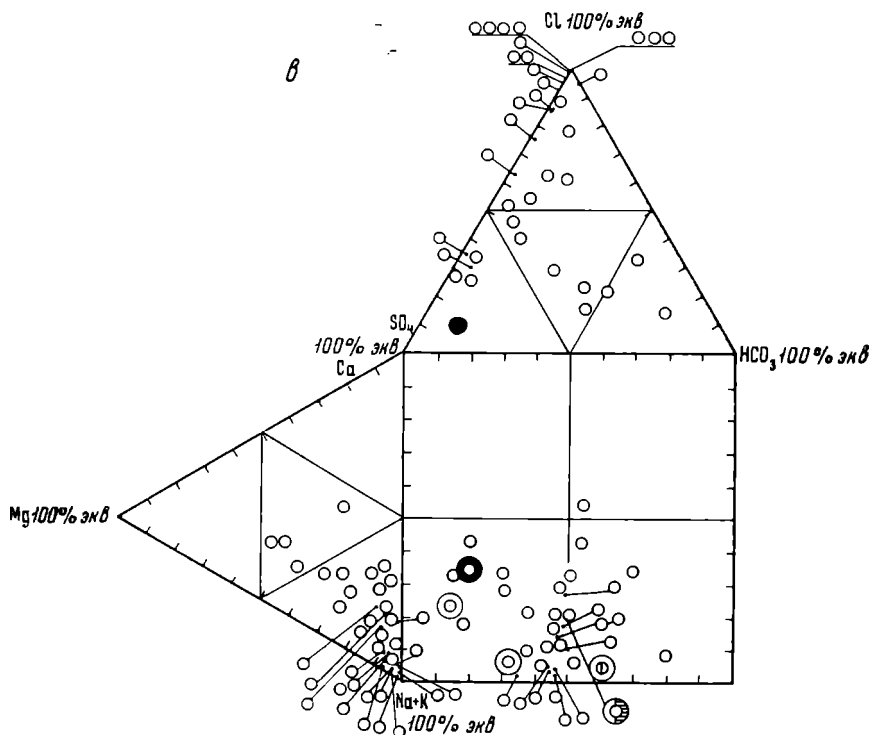


Влияние этих факторов можно показать на примере Русской и Западно-Сибирской платформ. В первой на больших территориях центральных районов температура в погруженных частях не превышает 50—75°, во второй — она более 100°. Вялый процесс генерации углеводородов в центральных районах Русской платформы и длительный период ее развития привели к тому, что генерируемые углеводородные газы успели рассеяться (диффундировать) или были выведены из системы потоком вод, либо частично расходовались при биохимических процессах сульфатредукции. Отсутствие мощных региональных слабопроницаемых покровов содействовало процессу рассеивания углеводородных газов. В результате на значительных площадях центральных районов в разрезе фиксируются азотные газы, которые имеют значительно меньшую упругость и диффундируют медленнее. Надо отметить, что подъемы платформы, приводившие к континентальным перерывам, также способствовали рассеиванию углеводородных газов.

Рис. 37. Гидрогеохимические графики термальных вод, развитых на эпипалеозойских плитах (составил Б. Ф. Маврицкий).

Температура воды в скважинах в °С: 1 — 20—50, 2 — 50—100, 3 — более 100; состав растворенных газов: 4 — азотный, 5 — азотно-углекислый (или углекисло-азотный), 6 — углекислый, 7 — метановый, 8 — азотно-метановый (или метаново-азотный)

а — Западно-Сибирская плита. Водоносные комплексы апт-сеномана и неокома; термальные воды с минерализацией от 1 до 20 г/л (единично до 35 г/л); б — Скифская плита. Молдавский, Крымский районы и район Предкавказья; водоносные комплексы третичных, меловых и юрских отложений; минерализация термальной воды от 1 до 65 г/л; в — Туранская плита. Тургайский прогиб, Чуйская и Сырдарьинская впадина, впадины Центрально-Кызылкумской зоны поднятий, Амударьинская впадина и Прикопетдагский краевой прогиб, Центрально-Каракумская система впадин и поднятий и Мангышлакский район; в основном водоносные комплексы мела; минерализация термальной воды от 1 до 160 г/л



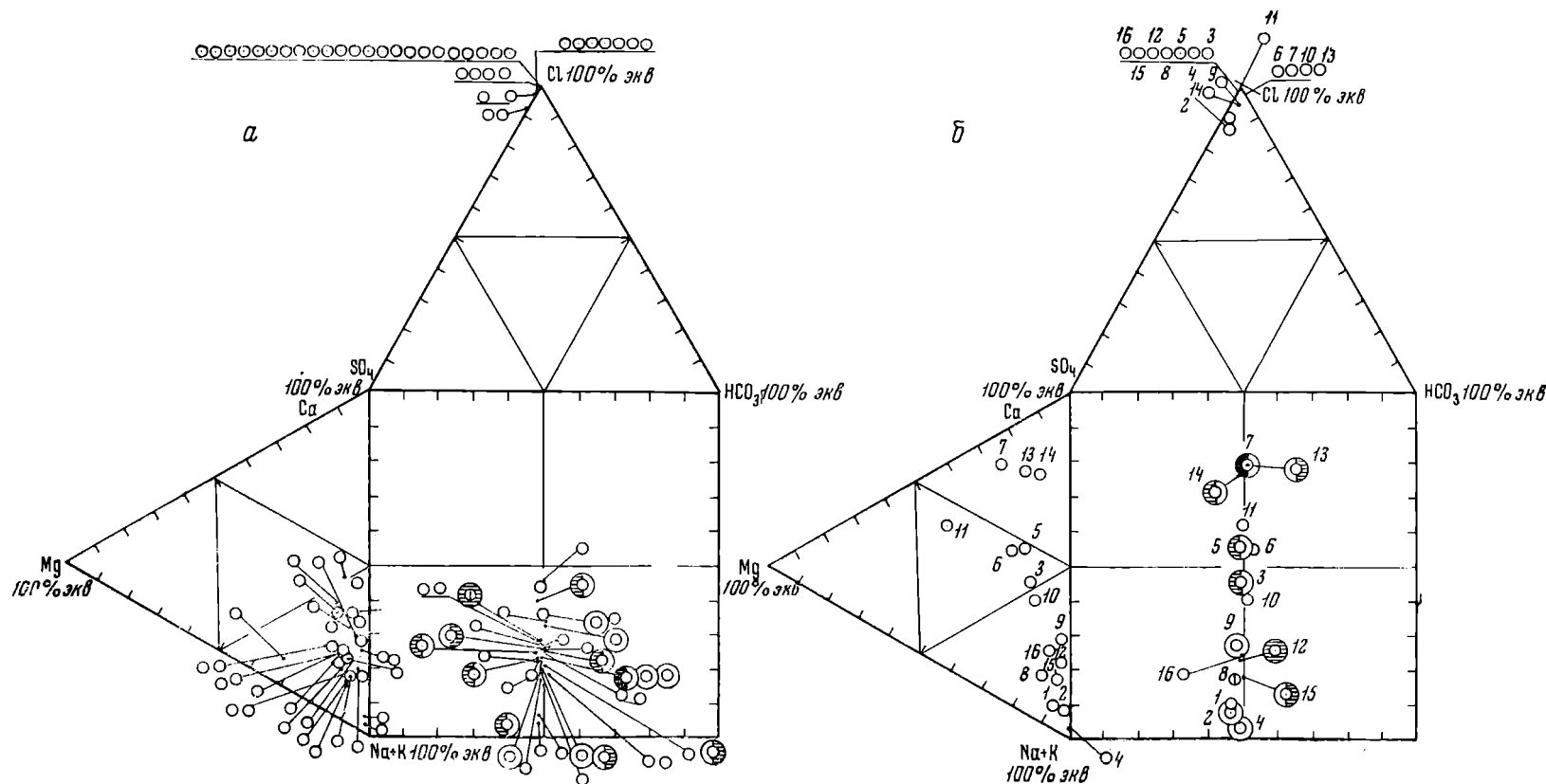


Рис. 38. Гидрогеохимические графики термальных вод, развитых на докембрийских платформах (составил Б. Ф. Маврицкий).

Усл. обозначения см. на рис. 37

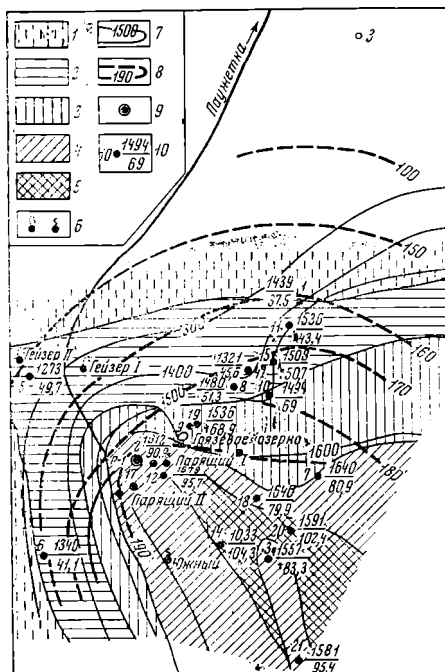
а — Русская платформа. Московская синеклиза и Мезенско-Вычегодский прогиб, Печорская впадина с северной частью Предуральского краевого прогиба, Волго-Уральская антеклиза с Предуральским краевым прогибом, Пачелмский прогиб; в основном водоносные комплексы девона и карбона; минерализация термальной воды от 160 до 270 г/л;

б — Сибирская платформа. Иркутский амфитеатр и прилегающие с севера

районы; воды из кембрийских отложений; минерализация термальной воды от 265 до 600 г/л (водопункты с 1 по 11). Вилуйская впадина и Приверхоянский краевой прогиб; воды из мезозойских и кембрийских отложений; минерализация вод юрских отложений 30—90 г/л (водопункты 12 и 14), минерализация вод кембрийских отложений 370—380 г/л (водопункты 13, 15 и 16)

Рис. 39. Схема изменений концентрации калия и хлора в термальных водах Паужетского месторождения парогидротерм (составлена Б. Ф. Маврицким по схемам В. М. Сугробова).

Распространение термальных вод с содержанием калия в мг/л: 1 — менее 40; 2 — 40—60; 3 — 60—80; 4 — 80—100; 5 — более 100; 6 — источники и гейзеры; 7 — изолинии концентрации хлора в мг/л; 8 — изотермы на абсолютной отметке 200 м; 9 — роторная скважина; 10 — разведочные скважины, цифра перед дробью — ее номер, дробь: числитель — концентрация хлора в мг/л, знаменатель — концентрация калия в мг/л



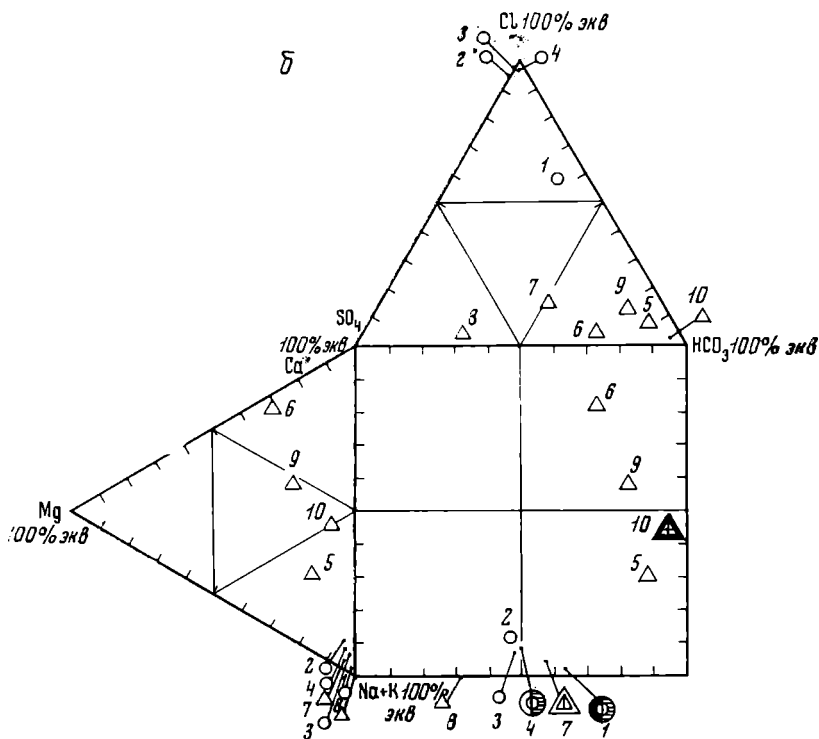
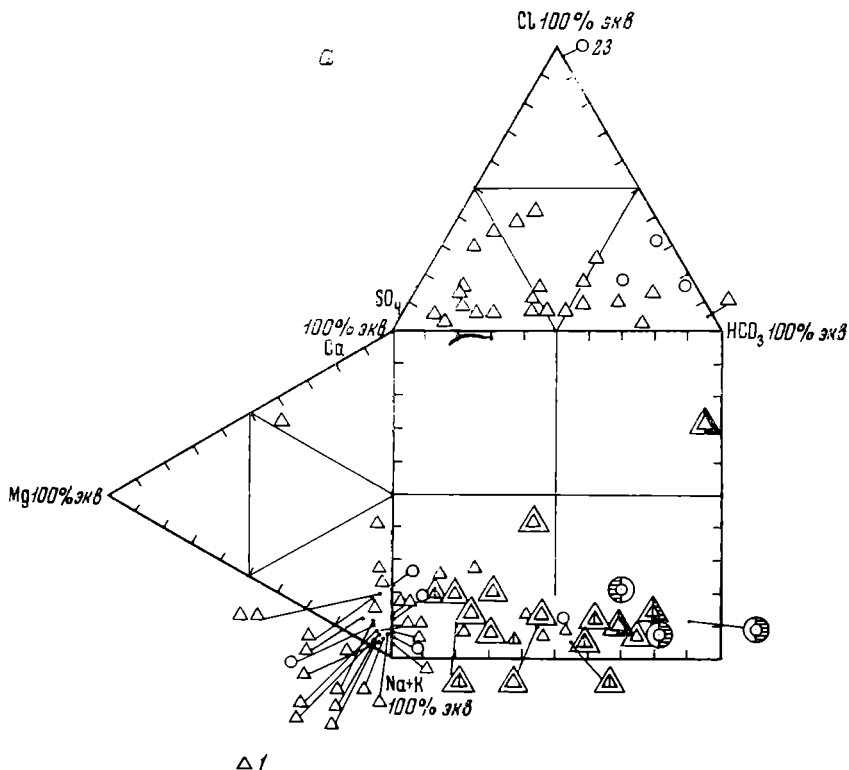
В Западной Сибири генерация углеводородных газов должна была протекать более энергично и непрерывно в связи с постоянно шедшим погружением фундамента вплоть до среднего олигоцена. Водонапорная система насыщалась углеводородными газами, упругость которых могла достигать или быть близкой к гидростатическому давлению. Как отмечают О. А. Ремеев и К. В. Островская (1968), развитая на севере низменности мощнейшая (до 1500 м) толща песчаноглинистых пород (с преобладанием песчаников и алевролитов), охватывающая стратиграфический интервал от сеномана до валанжина, гидродинамически связана и служит путем для перемещения углеводородных газов снизу. Все скопления газа здесь (Уренгойское, Тазовское и др.) приурочены к ее кровле. Мощная (до 1000 м) глинистая покрывка предохраняла газы от рассеивания.

По южной и юго-восточной окраине Западно-Сибирского артезианского бассейна область углеводородных газов с высокой газонасыщенностью сдвинута к центральным частям бассейна вследствие внедрения инфильтрационных вод, мигрирующих в северном и северо-западном направлении. По мере приближения к центральным частям бассейна упругость углеводородных газов возрастает.

Попадая в верхние горизонты артезианских бассейнов, где в подземных водах в основном растворены азот и уголекислота, метан под воздействием биохимических процессов расходуется на сульфатредукцию (с образованием H_2S и CO_2), а близ поверхности окисляется с образованием воды и CO_2 .

Азотные, азото-сероводородные и уголекислые газы доминируют в термальных водах обычно в окраинных и относительно неглубоких частях артезианских бассейнов, в основном обусловлены биохимическими процессами (в редких случаях на локальных участках воды обогащаются уголекислотой термометаморфического происхождения, поступающей через обновленные расколы в фундаменте бассейнов (например, на Кавказе, район Минеральных Вод, и в Западной Сибири, Шаймский район).

Особенности химического состава термальных вод платформенных областей показаны на рис. 37 и 38.



Условия формирования термальных вод в складчатых областях отличаются от рассмотренных условий в платформенных областях. Особенно сложны они в районах современного вулканизма, что связано с активным воздействием магматических очагов на прилежащие участки подземной гидросферы. Вблизи от действующих вулканов наблюдаются активная фумарольная деятельность и многочисленные выходы газовых и паровых струй. В некотором удалении от вулканических очагов встречаются гейзеры и горячие источники. При вскрытии термоаномальных участков скважинами выводятся на поверхность пары и пароводяные смеси с дебитами до десятков килограммов в секунду и теплосодержанием до сотен килокалорий на килограмм пароводяной смеси или пара.

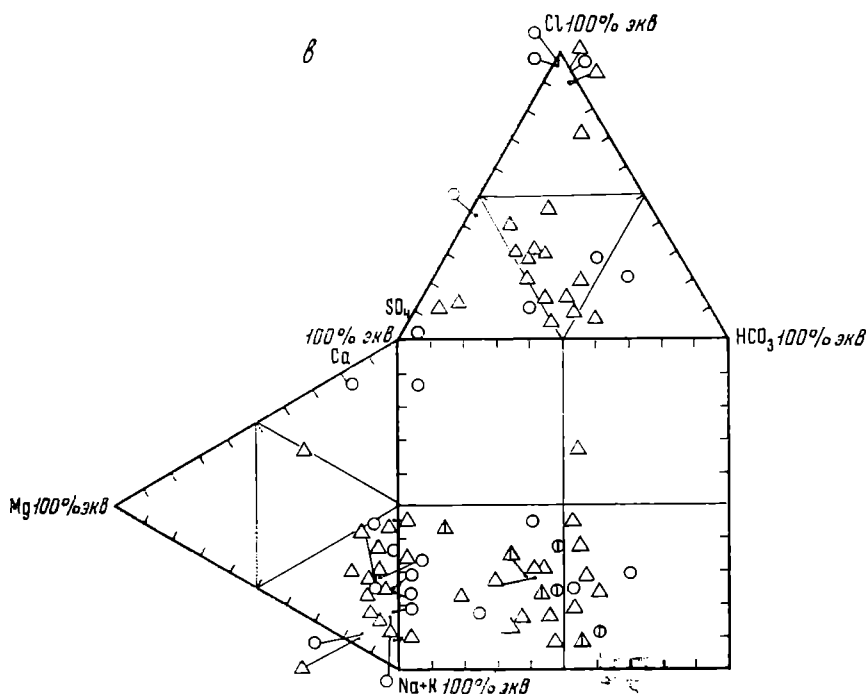
Вне вулканических районов термальные воды выводятся по крупным разломам, которые служат очагами разгрузки водонапорных систем складчатых областей, где циркуляция напорных термальных вод происходит в основном по сложной системе тектонических трещин. Как уже отмечалось, температура источников в этих районах не превышает 100° .

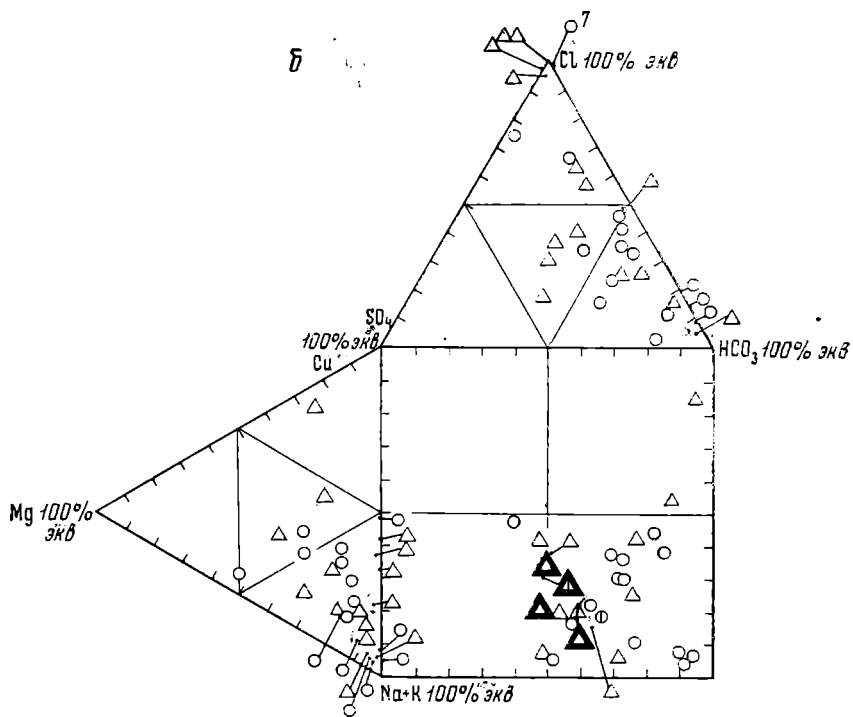
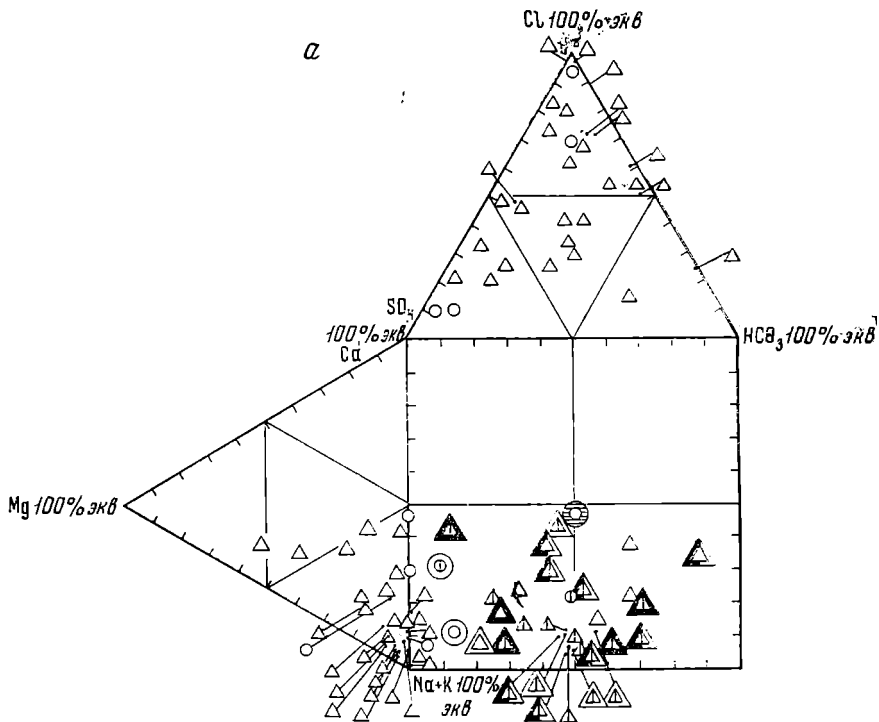
Расположенные в районах современного вулканизма паро-гидротермы по составу обычно хлоридно-натриевые с минерализацией, не превышающей $3-5$ г/л. Пароводяные смеси и пары в ряде случаев содержат значительное количество углекислоты и в меньшей степени — сероводо-

Рис. 40. Гидрогеохимические графики термальных вод в областях байкальской, каледонской и герцинской складчатости (составил Б. Ф. Маврицкий)

1 — источники. Остальные усл. обозначения см. на рис. 37

а — область байкальской складчатости. Байкальская складчатая система и Восточно-Саянская складчатая зона; минерализация воды до $1-2$ г/л; б — область каледонской складчатости. Межгорные впадины: Кузнецкая — водопункт 1, минерализация 24 г/л (воды из пермокарбонатных отложений); Минусинская — водопункты с 2 по 4, минерализация $160-268$ г/л (воды из девонских отложений); Саянская складчатая зона — водопункты с 5 по 9, минерализация менее 1 г/л, у пункта 10 — $2,6$ г/л; в — область герцинской складчатости. Тянь-Шаньская складчатая зона; минерализация воды от $0,3$ до $1-2$ г/л, единично до 13 г/л





родные газы, пары борной кислоты и аммоний. В высокотемпературных газовых струях присутствует HCl , HF , H_2 , NH_3 (Иванов, 1961).

Одной из закономерностей, подмеченных в вулканических районах, является увеличение содержания в растворе иона калия в водах с более высокой температурой. На месторождениях Вайракей (Новая Зеландия) и Паужетском было отмечено совпадение максимального содержания калия с потоком наиболее нагретых подземных вод (рис. 39).

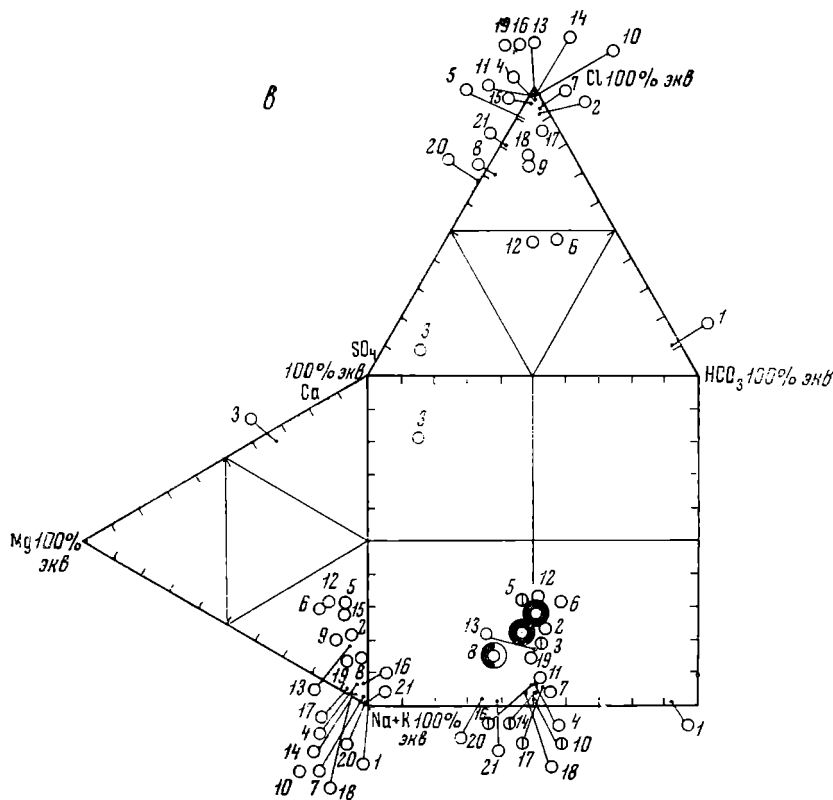
Отношение натрия к калию в водах стало поисковым признаком при разведке месторождений термальных вод. Там, где имеется несколько центров термальной активности, для бурения рекомендуется выбирать участок, где отношение Na/K наименьшее.

В районах альпийской складчатости термальные воды, как правило, пресные (до 1 г/л) и слабосолоноватые (до 3—5 г/л). По химическому составу они в основном сульфатно-гидрокарбонатные, сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатно-натриевые. В растворенных газах часто преобладает углекислота, реже с примесью сероводорода.

Рис. 41. Гидрогеохимические графики термальных вод области кайнозойской складчатости (составил Б. Ф. Маврицкий).

а — область кайнозойской (камчатской) складчатости. Складчатая зона Камчатки и Курильская складчатая островная дуга; минерализация воды 1—3 г/л, единично до 5 г/л; область кайнозойской (альпийской) складчатости; *б* — складчатая зона Малого Кавказа: окраинные части Араратской и Нахичеванской впадин, Талышская складчатая зона, минерализация воды 1—18 г/л; *в* — Рионская и Черноморская впадины; в основном меловые водоносные комплексы; минерализация 1—15 г/л (водопункты 1—6); Куриинская впадина; в основном неогеновые водоносные комплексы; минерализация воды 2—20 г/л (водопункты с 7 по 12, 16, 17, 18, 20) и 25—175 г/л (водопункты 13, 14, 15, 19, 21)

Усл. обозначения см. на рис. 37 и 40



Происхождение углекислоты в термальных водах, распространенных в районах альпийской складчатости, в основном связано с тепловым воздействием на глубокозалегающие породы недавно протекавших здесь вулканических процессов. Так, например, в результате четвертичного вулканизма, имевшего широкое развитие в районе Малого Кавказа, там образовалась крупнейшая в Советском Союзе провинция углекислых термальных вод.

В пределах древних складчатых систем, испытавших воздействие новейшего тектогенеза, минерализация термальных вод бывает наименьшая — до 0,5 г/л, редко превышая 1 г/л. Преобладающим растворенным газом является азот. Однако и здесь, в зоне четвертичных вулканов, имеются термальные источники, насыщенные углекислотой (Изиг-Суг, Шумацкий в Саянах и др.). Ионный состав вод разнообразен и близок составу термальных вод, развитых в альпийской складчатой области. Следует отметить, что преобладание среди растворенных газов углекислоты влечет за собой увеличение содержания в воде гидрокарбонатов и кальция.

Выщелачивание (растворение) пород, контактирующих с термальными водами, приводит к обогащению вод кремнекислотой, фтором, мышьяком, а в ряде мест свинцом, медью и другими тяжелыми металлами. Это особенно заметно у слабоминерализованных азотных терм гранитных массивов, которые, как правило, содержат повышенные количества кремнекислоты (до 50—100 мг/л) и фтора (до 10—15 мг/л), а в ряде случаев и мышьяка.

Особенности состава термальных вод складчатых областей показаны на графиках (рис. 40, 41).

В заключение раздела отметим, что геолого-структурный принцип, положенный в основу исследований, позволяет выявить и подчеркнуть гидрогеотермические особенности того или иного района и может служить основой для типизации месторождений термальных вод.

В табл. 48 представлена общая схема природных условий формирования термальных вод и указаны некоторые типичные их месторождения. Данные таблицы еще раз подчеркивают, что качественные и количественные показатели термальных вод определяются в основном геолого-структурными условиями, в которых они формируются, и составом пород, с которыми они контактируют.

Типизация природных условий формирования термальных вод и их месторождений (составил

Области распространения термальных вод	Районы развития термальных вод *	Водовмещающие толщи	Условия залегания и циркуляции	Географ.
Складчатые (геосинклинальные)	Районы современного и молодого вулканизма	Молодые эффузивные и вулканогенно-осадочные породы	В основном трещинно-жильные	Внелий участки: малые, средние, крупные
	Районы альпийской складчатости	Изверженные, метаморфические, осадочные, вулканогенно-осадочные и другие породы		Внелий участки: малые, средние, крупные
	Древние складчатые системы, испытывавшие интенсивное воздействие новейших тектонических движений **			
	Межгорные впадины	Выполненные неогеновыми отложениями (байкальский тип) Выполненные отложениями кайнозоя (сахалинский тип) Выполненные отложениями мезо-кайнозоя (тиль-шаньский тип) Выполненные отложениями палеозоя (саянский тип)	Пресноводные терригенные отложения, местами с прослоями лав Терригенные породы в основном морского генезиса Терригенно-карбонатные, иногда осадочно-вулканогенные, угленосные, часто галогенные отложения	До До До До
Платформенные	Краевые прогибы (пограничные структуры между складчатыми и платформенными областями)	Выполненные мезо-кайнозоя отложениями		До
		Выполненные отложениями палеозоя		До
	Платформы	Платформенный чехол из отложений мезо-кайнозоя	Терригенно-карбонатные, галогенные, осадочно-вулканогенные породы	До
		То же, из отложений мезо-кайнозоя и палеозоя		2-2
		То же, из отложений палеозоя		1,5-

* В пределах древних кристаллических щитов и массивов, древних горно-складчатых систем, не затронутых

** На участках, где термальные воды имеют трещинно-жильный тип циркуляции — до 500—800 м, реже более; и

*** Указанные в таблице рассольные воды (от 35 г/л) обычно генетически связаны с галогенными толщами, а во

**** В ряде районов современного вулканизма имеются высокотемпературные газовые струи, содержащие ряд х (среди катионов большое содержание Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , H^{+} , среди анионов SO_4 , HSO_4).

В настоящее время месторождения этих терм не используются в качестве источников энергетического пол

* Характерной особенностью этих районов является их высокая сейсмичность (от 5—6 баллов и выше).

их вод и их месторождений (составил Б. Ф. Маврицкий, 1967 г.)

Водомещающие толщи	Условия залегания и циркуляции	Геотермический градиент, °C/100 м	Возможная наибольшая температура в пределах глубин, достигнутых скважинами ^{2*} , °C	Фазовое состояние в условиях глубин, достигнутых скважинами	Преобладающая минерализация ^{2*} , г/л	преоблада газы
олодые эффузивные и вулканогенно-осадочные породы	В основном трещинно-жильные	Вне термоаномалий — ниже 2; на участках термоаномалий (разгрузок подземных вод) — до 10 и более	До 200—300, реже больше (вблизи магматических очагов современного вулканизма)	Парообразное	—	CO ₂ , CO ₂ — N ₂ , CO ₂ — H ₂ S
			До 100 (вдали от магматических очагов)	Жидкое	До 5, редко более	
					До 1—3, редко более	N ₂ — CO ₂ , N ₂
					До 1—5	CO ₂ , N ₂ — N ₂ , N — I
зверженные, метаморфические, осадочные, вулканогенно-осадочные и другие породы		Вне термоаномалий — ниже 1,5—2; на участках термоаномалий — до 5—10	До 100		3—15, редко более	N ₂ — CH ₄
					До 1, редко до 3	N ₂ ; редко
					5—20	N ₂ — CH ₄
ресловодные терригенные отложения, местами с простыми лав	Пластовые	До 3—4	До 100, реже более		До 1—3, реже более	В верхней толще — N ₂ , H ₂ S
эригенные породы в основном морского генезиса			До 200, реже более		От 1—5 до 30—50	
эригенно-карбонатные, иногда осадочно-вулканогенные, угленосные, часто галогенные отложения		До 2, редко до 2,5	До 75—100, реже более		От 1—5 до 50—150 (реже до 300)	
		До 3—4	До 200, реже более		От 35—50 до 350	
		До 2, редко до 2,5	До 75—100, реже более		От 1—5 до 50—150 (реже 300)	В верхней N ₂ и N ₂ местами I пнх — CH
		До 3, реже до 4	До 150—175		От 35—50 до 350	
		2—2,5	До 100, реже более		От 1—5 до 35—150 (реже до 450)	
		1,5—2, реже до 2,5	До 75, реже более		От 3—10 до 150—250 (реже до 500)	
эригенно-карбонатные, галогенные, осадочно-вулканогенные породы					От 50 до 350—400 (реже до 650)	N ₂

их горно-складчатых систем, не затронутых новейшими тектоническими движениями, месторождения термальных вод не формируются в циркуляции — до 500—800 м, реже более; на участках, где термальные воды имеют пластовый характер залегания, — до 3000—4000 м. Эти воды тесно связаны с галогенными толщами, а воды с минерализацией свыше 300 г/л непосредственно связаны с соленосными отложениями. Газовые струи, содержащие ряд характерных компонентов (HCl, HF, NH₃, SO₂, CO₂ и др.), и фумарольные термы, воды с анионами SO₄, HSO₄.

в качестве источников энергетического полезного ископаемого. Сейсмичность (от 5—6 баллов и выше).

ая наи- температу- релх глуг- гнутых ми 2*, °C	Фазовое состояние в условиях глубин, достигнутых скважинами	Преобладающая минерализация ^{3*} , г/л	Гидрогеохимическая характеристика ^{4*}				в СС
			преобладающие газы	преобладающий ионный состав	преобладающие величины, pH	возможные промышлен- ные компоненты	
30, реже низи маг- х очагов того вул-	Парообраз- ное	—	CO ₂ CO ₂ — N ₂ CO ₂ — H ₂ S	—	—	B, S, NH ₄	—
удаляе- т от этих оча-	Жидкое	До 5, редко более		Cl, Na	8—8,5		Пауж- ское,
		До 1—3, редко более	N ₂ — CO ₂ N ₂	SO ₄ , HCO ₃ , Cl, Na	7,5—8,5	—	Пара- ское,
		До 1—5	CO ₂ , N ₂ — CO ₂ N ₂ , N — H ₂ S	HCO ₃ , Cl, Na SO ₄ , Cl, HCO ₃ , Na	6,5—7,5, реже 8	—	Джер- Динг
		3—15, редко более	N ₂ — CH ₄	Cl, Na	6,5—7,5	—	Аста- ское
		До 1, редко до 3	N ₂ ; редко CO ₂	SO ₄ , HCO ₃ , Na	7—8,5	—	Талье- Горня- риха,
		5—20	N ₂ — CH ₄	Cl, Na	6,5—7,5	—	Чапли- ское
еже более		До 1—3, реже более	В верхних частях толщи — N ₂ , в ниж- них — CH ₄ , местами H ₂ S	HCO ₃ , Cl, Na	7—8,5	—	Селен- ское
еже более		От 1—5 до 30—50		SO ₄ , HCO ₃ , Na, HCO ₃ , Na, Cl, Na			Паро- Сахал
		От 1—5 до 50—150 (реже до 300)					Панфи- линск
0, реже		От 35—50 до 350		Cl, Na и Cl, Na, Ca	6,5—7,5		—
еже более		От 1—5 до 50—150 (реже 300)	В верхних частях — N ₂ и N ₂ — CH ₄ , местами H ₂ S; в ниж- них — CH ₄	SO ₄ , HCO ₃ , Na; Cl, Na	7—8		Маха- копск
0, реже		От 35—50 до 350		Cl, Na и Cl, Na, Ca	6,5—7,5		—
75		От 1—5 до 35—150 (редко до 450)		SO ₄ , HCO ₃ , Na, Cl, Na, Cl, Ca, Na	7—8		Крае- зойск- Наль- ское; платф- больс
еже более		От 3—10 до 150—250 (редко до 500)					—
еже более		От 50 до 350—400 (редко до 650)	N ₂	Cl, Na, Ca (до Cl, Ca)	5,5—7,5		—

движениями, месторождения термальных вод не формируются и эти районы относятся к бесперспективным с точки зрения практи-
е воды имеют пластовый характер залегания, — до 3000—4000 м, реже более.

е 300 г/л непосредственно связаны с соленосными отложениями.

ICI, HF, NH₃, SO₂, CO₂ и др.), и фумарольные термы, воды которых относятся к сильно кислым (pH менее 3,5), а ионный состав

Гидрогеохимическая характеристика **				Типичные месторождения	
адающие	преобладающий ионный состав	преобладающие величины, pH	возможные промышлен- ные компоненты	в СССР	за рубежом
N ₂ H ₂ S	—	—	B, S, NH ₄	—	Лардерелло (Италия) Гейзеры (США)
	Cl, Na	8—8,5		Паужетское, Семячин- ское, Горячий пляж	Вайракей (Новая Зелан- дия)
O ₂	SO ₄ , HCO ₃ , Cl, Na	7,5—8,5	—	Паратунское, Начикин- ское, Нальчевское	Рейкьявик (Исландия)
— CO ₂	HCO ₃ , Cl, Na	6,5—7,5, реже 8	—	Джермук, Исти-Су,	Экс-ле-Терм, Мот-ле- Бен (Франция)
— H ₂ S	SO ₄ , Cl, HCO ₃ , Na			Джиланды, Кармадон	
H ₄	Cl, Na	6,5—7,5	—	Астариное, Массалин- ское	—
и CO ₂	SO ₄ , HCO ₃ , Na	7—8,5	—	Тальское, Кульдурское, Горячинское, Белоку- риха, Ходжа-Оби-Гарм,	Шодсег, Шломбьер (Франция); Карловы Вары (ЧССР); Онгхо (КНДР)
H ₄	Cl, Na	6,5—7,5	—	Чаплинское, Таватум- ское	—
них частях — N ₂ , в ниж- CH ₄ , местами	HCO ₃ , Cl, Na	7—8,5	—	Селенгинское, Тункин- ское	—
	SO ₄ , HCO ₃ , Na, HCO ₃ , Na, Cl, Na			Паронайское, Северо- Сахалинское	—
	Cl, Na и Cl, Na, Ca	6,5—7,5		Панфиловское, Душан- бинское, Зугдидское	—
	Cl, Na и Cl, Na, Ca			—	—
них частях — N ₂ — CH ₄ , и H ₂ S; в ниж- CH ₄	SO ₄ , HCO ₃ , Na; Cl, Na	7—8	—	Махачкалинское, Май- копское, Грозненское	Дакс (Франция)
	Cl, Na и Cl, Na, Ca	6,5—7,5		—	—
	SO ₄ , HCO ₃ , Na, Cl, Na, Cl, Ca, Na	7—8		Краевые части эпипалео- зойских платформ: Нальчикское, Черкес- ское; центральные части платформ: Омское, То- больское, Новоселовское	—
	Cl, Na, Ca (до Cl, Ca)	5,5—7,5		—	—

адаются и эти районы относятся к бесперспективным с точки зрения практического использования термальных вод. —4000 м, реже более.

ениями.

ды которых относятся к сильно кислым (pH менее 3,5), а ионный состав резко отличается от приведенного в таблице

ПРОГНОЗНЫЕ ЗАПАСЫ

И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

На Международной конференции в Риме (1961 г.), посвященной вопросам исследований новых видов энергии и использованию их в практических целях, было уделено большое внимание изучению и использованию геотермальной энергии. Наиболее быстро развивается геознергетика в тех странах, которые расположены в районах современного или недавнего вулканизма и бедны запасами горючих ископаемых и гидроэнергетическими ресурсами.

Некоторое представление о масштабах использования земного тепла в отдельных странах можно получить по данным табл. 49. В нее не включен ряд стран (Мексика, Болгария, Венгрия и др.), в которых термальные воды с каждым годом находят все большее применение для отопления, горячего водоснабжения, выработки электроэнергии и других нужд.

Многолетний опыт использования земного тепла показал, что запасы геотермальной энергии, как правило, бывают достаточны не только для возмещения всех затрат по ее добыче, но и для получения значительной прибыли (Elizondo, 1961; Kaufman, 1964; Smith, 1961; Маврицкий, Антоненко, 1967 и др.). О рентабельности эксплуатации месторождений термальных вод и паро-гидротерм свидетельствует развитие поисково-разведочных работ на геотермальную энергию в ряде зарубежных стран (Исландия, Новая Зеландия, Сальвадор, Мексика, США, Япония и др.). Так, в 1967—1968 гг. в Западной Анатолии близ Кубукдага (Турция) выявлено месторождение паро-гидротерм с температурой пароводяной смеси до 275°. На базе этого месторождения предполагается строитель-

Т а б л и ц а 49

Данные об использовании ресурсов паро-гидротерм и термальных вод в некоторых зарубежных странах

Страна	Пар и пароводяная смесь		Термальная вода			Характер промышленного использования
	температура, °С	расход, кг/сек	температура, °С	расход, л/сек	минерализация, г/л	
Италия	170—240	До 1000	—	—	—	Электростанции Тосканы общей мощностью 350 тыс. <i>квт</i>
Исландия	—	—	80—100	>500	0,5—1,6	Отопление, горячее водоснабжение, теплицы, плавательные бассейны в районе Рейкьявика и в других городах Исландии
Новая Зеландия	170—200	До 600—700	100—120	>200	1—3	Электростанции Вайракей общей мощностью до 200 тыс. <i>квт</i> ; отопление, горячее водоснабжение района Роторуа
США	До 200	До 100	—	—	—	Электростанция Большие Гейзеры мощность 25 тыс. <i>квт</i>
Япония	До 180	Более 80	90—100	—	—	Электростанция в Мацукава мощностью 20 тыс. <i>квт</i> ; бальнеология, плавательные бассейны, солеварение

ство геотермальной электростанции мощностью до 25 мвт. Ежегодные затраты на разведку геотермальных ресурсов в Японии и США выражаются в миллионах долларов. На разведку источников геотермальной энергии в Турции из фонда развития ООН выделен 1 млн. долларов.

В Советском Союзе поисково-разведочные работы на термальные воды и паро-гидротермы как энергетическое полезное ископаемое начали проводиться лишь в последние годы. За это время были выявлены следующие ресурсы: паро-гидротерм (с температурой 150—200°) — более 0,4 т/сек; термальных вод (с температурой 40—100°) — более 1,5 м³/сек.

На базе выведенных паро-гидротерм построена и работает Паужетская ГеоТЭС мощностью до 5 мвт; намечается строительство еще ряда геотермальных станций и расширение Паужетской ГеоТЭС до 25 мвт. Термальные воды используются для отопления, горячего водоснабжения, хозяйственно-бытовых нужд во многих городах, поселках и на курортах Советского Союза.

Для содействия более широкому применению термальных вод в народном хозяйстве важное значение имеет правильный выбор объектов разведки. Базой для этого является гидрогеотермическое районирование с выделением перспективных районов и определением прогнозных запасов термальных вод. Районирование термальных вод проведено нами по геолого-структурному принципу с учетом гидрогеологических и геотермических факторов: глубины залегания, количества, напоров, температуры, минерализации и состава термальных вод. Учтено также, что термальные воды могут быть использованы для получения тепла и в ряде случаев электроэнергии, в лечебных целях и как источник получения ценных химических продуктов. Не во всех районах термальные воды могут быть использованы по всем указанным направлениям. Чаще всего они находят применение в лечебных целях. Сотни бальнеолечебниц и десятки бальнеологических курортов основаны и действуют на базе термальных вод с самой различной температурой, минерализацией, газовым и химическим составом, при этом, как правило, требуются небольшие запасы вод. Общий расход источников или скважин в несколько литров в секунду в большинстве случаев обеспечивает полностью потребность в лечебной воде бальнеолечебницы или курорта. В редких случаях необходимы запасы в десятки литров в секунду.

Для использования термальных вод в качестве химического сырья они должны содержать кондиционные концентрации химически ценных компонентов, а их месторождения, как правило, должны иметь значительные запасы, исчисляемые десятками и даже несколькими сотнями литров в секунду. В СССР на термальных йодных и бромных водах действует ряд заводов; разведка на термальные йодные, бромные и борные воды продолжается.

При оценке перспектив использования термальных вод как носителя тепловой энергии следует учитывать, что при строительстве геотермальных установок основная доля капитальных затрат падает на буровые работы. Поэтому они будут наименьшими там, где глубина скважин окажется наименьшей, а температура и дебит термальных вод наибольшими и при вскрытии их будет происходить самоизлив.

Опыт разведки и освоения месторождений минеральных, термальных и промышленных вод пластового и трещинно-жильного типа показал, что расходы отдельных скважин водозабора колеблются в широких пределах: от 5 до 20 л/сек и более. Вследствие различий в глубине залегания водоносных горизонтов также широко колеблется и температура воды на устье скважин, чаще всего от 35—40 до 90°. В соответствии с этим и были приняты градации расходов скважин и температуры воды на изливе и определена себестоимость добычи 1 м³ термальной воды и 1 Гкал тепла (табл. 50).

Себестоимость добычи 1 м³ воды определялась по формуле:

$$C_{\text{в}} = \sum_1^n K_i O_i + \text{ЭС}_3 + \text{ЗПР} + \Pi,$$

где $C_{\text{в}}$ — себестоимость 1 м³ добытой воды;

K_i — капиталовложения в отдельные подразделения основных фондов (скважины, трубопроводы и др.), приходящиеся на 1 м³ воды;

O_i — отчисления от основных фондов на амортизацию и текущий ремонт;

Э — расходы электроэнергии на добычу 1 м³ воды;

С_3 — стоимость 1 кВт·ч электроэнергии;

Р — численность обслуживающего персонала;

ЗП — зарплата обслуживающего персонала (с учетом поправочных коэффициентов), отнесенная на добычу 1 м³ воды;

Π — прочие расходы на добычу 1 м³ воды (принимается в размере 10% от эксплуатационных затрат).

Приведенные расчеты позволяют получить предварительное представление о том, при каких условиях можно рассчитывать на рентабельную эксплуатацию месторождений термальных вод¹ путем сооружения водозаборов.

При определении себестоимости 1 м³ термальной воды и 1 Гкал снимаемого тепла мы исходили из того положения, что при разведке месторождений термальных вод трещинно-жильного типа глубина скважин не превышает 400—500 м, а при разведке месторождений пластового типа колеблется от 1500 до 2500 м. Принималось, что первый тип месторождений разбуривается колонковыми станками, а второй — роторными.

При расчетах в некоторой мере условно исходили из того, что водозабор состоит из пяти скважин. Расчет дан по наиболее типичным районам распространения термальных вод. Расчетные величины себестоимости 1 Гкал тепла сопоставлены с тарифами на тепловую энергию для рассматриваемых районов, и подчеркнуты те, которые их не превышают. Принудительная откачка термальной воды, незначительно удорожая себестоимость 1 м³ добытой воды и 1 Гкал снимаемого тепла, существенным образом увеличивает тепловой потенциал месторождения (это касается только месторождений пластового типа).

Зарубежный и накапливаемый отечественный опыт использования термальных вод свидетельствует, что чем многообразнее будут использоваться полезные свойства термальных вод, тем более высокой будет экономическая эффективность эксплуатации их месторождений. Насколько справедливо это положение, можно показать на примере эксплуатации трех типичных месторождений термальных вод пластового типа: Махачкалинского, Нальчикского и Тобольского².

На Махачкалинском месторождении эксплуатируется водоносный комплекс караган-чокрака. Используются восстановленные после ликвидации нефтепромысла 19 скважин глубиной от 1500 до 2000 м. Стоимость восстановления одной скважины (прочистка, дополнительный прострел колонн, оборудование устьевой части) составила около 17,1 тыс. руб.

¹ Под месторождением термальных вод следует понимать пространственно ограниченную в разрезе и по площади часть водонапорной системы, характеризующуюся распространением подземных вод с температурой более 35—40° (редко менее), в качественном и количественном отношении пригодных для экономически целесообразной их эксплуатации.

² Геолого-промышленная оценка данных месторождений выполнена Л. Ф. Полуботко совместно с автором.

Себестоимость добычи 1 м³ термальной воды и 1 Гкал тепла
(составили Б. Ф. Маврицкий и Л. Ф. Полуботко, 1968 г.)

Вид бурения и глубина скважины, м	Себестоимость 1 м³ тер- мальной воды при раз- личном дебите одиноч- ной скважины в л/сек, коп. *					Себестоимость 1 Гкал тепла при различных									
						5	10	15	20	30	5	10	15	20	30
	5	10	15	20	30	T = 40°					T = 50°				

Северный Краснодар															
Колонковое бурение															
300	1,21	0,6	0,4	0,3	—	0,6	0,3	0,2	0,15	—	0,4	0,2	0,13	0,1	—
500	1,5	0,75	0,5	0,37	—	0,75	0,37	0,25	0,19	—	0,5	0,25	0,17	0,12	—
Роторное бурение															
1500	16,8	8,4	5,6	4,2	—	8,42	4,2	2,81	2,11	—	5,61	2,81	1,77	1,4	—
		9,5		5,2	3,7		4,7		2,58	1,83		3,13		1,72	1,22
2000	22,1	11	7,4	5,6	—										
		12,1		6,53	4,56										
2500	27,6	13,8	9,2	6,9	—										
		14,8		7,9	5,4										

													Ставрополь				
Колонковое бурение																	
300		1,21	0,6	0,4	0,3	—	0,61	0,3	0,2	0,15	—	0,4	0,2	0,13	0,1	—	
500		1,5	0,8	0,5	0,4	—	0,75	0,38	0,25	0,19	—	0,5	0,25	0,17	0,13	—	
Роторное бурение																	
1500		19,2	9,6	6,4	4,8	—	9,62	4,81	3,21	2,4	—	6,41	3,21	2,14	1,6	—	
			10,6		5,8	4,1		5,3		2,88	2,03		3,5		1,92	1,35	
2000		25,4	12,7	8,5	6,4	—											
			13,7		7,31	5,08											
2500		31,6	15,8	10,5	7,9	—											
			16,8		8,8	6,1											

Узбекская																
Колонковое бурение																
300		1,25	0,63	0,42	0,31	—	0,63	0,31	0,21	0,16	—	0,42	0,21	0,14	0,10	—
500		1,45	0,73	0,48	0,36	—	0,73	0,36	0,24	0,18	—	0,48	0,24	0,16	0,12	—
Роторное бурение																
1500		22,0	11	7,3	5,5	—	11,0	5,51	3,67	2,75	—	7,34	3,67	2,45	1,84	—
			12		6,5	4,4		5,9		3,23	2,26		3,9		2,15	1,5
2000		29,1	14,5	9,7	7,3	—										
			16,5		8,23	5,69										
2500		36,1	18,1	12,0	9,0	—										
			19,0		10	6,86										

За п а д н а я																
Колонковое бурение																
300		1,61	0,81	0,54	0,40	—	0,81	0,4	0,27	0,2	—	0,54	0,27	0,18	0,13	—
500		1,8	0,9	0,6	0,45	—	0,9	0,45	0,3	0,23	—	0,6	0,3	0,2	0,15	—
Роторное бурение																
1500		20,6	10,3	6,9	5,2	—	10,3	5,15	3,44	2,58	—	6,87	3,44	2,29	1,72	—
			11,3		6,1	4,3		5,64		3,05	2,14		3,76		2,04	1,43
2000		25,5	12,7	8,5	6,4	—										
			13,7		7,31	5,1										
2500		33,5	16,7	11,2	8,4	—										
			17,7		9,3	6,4										

* В числителе — при самоизливе скважины, в знаменателе — при условии принудительной откачки с понижением до 100 м ниже поверхности земли.

дебитах и температурах, руб.

5	10	15	20	30	5	10	15	20	30	5	10	15	20	30	5	10	15	20	30
T = 60°					T = 70°					T = 80°					T = 90°				

Кавказский край

0,3	0,15	0,1	0,08	—	0,24	0,12	0,08	0,06	—	0,2	0,1	0,07	0,05	—	0,17	0,09	0,06	0,04	—
0,37	0,19	0,12	0,09	—	0,3	0,15	0,10	0,07	—	0,25	0,12	0,08	0,06	—	0,21	0,11	0,07	0,05	—
5,56	2,8	1,85	1,39	—	4,44	2,22	1,48	1,11	—	3,44	1,72	1,15	0,86	—	3,06	1,53	1,02	0,77	—
3,03	1,63	1,14			2,42	1,31	0,91			1,85	0,93	0,68			1,64	0,87	0,6		

ский край

0,3	0,15	0,1	0,08	—	0,24	0,12	0,08	0,06	—	0,2	0,1	0,07	0,05	—	0,17	0,09	0,06	0,04	—
0,38	0,19	0,13	0,09	—	0,30	0,15	0,1	0,08	—	0,25	0,13	0,08	0,06	—	0,21	0,11	0,07	0,05	—
6,35	3,17	2,12	1,59	—	5,03	2,54	1,69	1,27	—	3,94	1,97	1,32	0,99	—	3,51	1,75	1,17	0,88	—
3,32	0,83	1,27			2,74	1,46	1,01			2,09	1,11	0,76			1,86	0,98	0,68		

ССР

0,31	0,16	0,10	0,08	—	0,25	0,13	0,08	0,06	—	0,21	0,10	0,07	0,05	—	0,18	0,09	0,06	0,05	—
0,36	0,18	0,12	0,09	—	0,29	0,15	0,10	0,07	—	0,24	0,12	0,08	0,06	—	0,21	0,10	0,07	0,05	—
7,27	3,63	2,42	1,82	—	5,82	2,91	1,94	1,45	—	4,51	2,25	1,5	1,13	—	4,01	2,00	1,34	1,00	—
3,68	2,06	1,42			3,1	1,65	1,14			2,38	1,75	0,86			2,11	1,11	0,76		

Сибирь

0,4	0,2	0,13	0,1	—	0,32	0,16	0,11	0,08	—	0,27	0,13	0,09	0,07	—	0,23	0,12	0,08	0,06	—
0,45	0,23	0,15	0,11	—	0,36	0,18	0,12	0,09	—	0,3	0,15	0,10	0,08	—	0,26	0,13	0,09	0,06	—
6,36	3,18	2,12	1,59	—	5,09	2,55	1,7	1,27	—	4,18	2,09	1,39	1,05	—	3,72	1,86	1,24	0,93	—
3,43	1,83	1,27			2,74	1,47	1,02			2,21	1,17	0,8			1,97	1,04	0,71		

Примечания: 1. При расчете количества тепла за нижнюю границу приняты воды с температурой 20°. 2. Чертой отделены объекты, в которых стоимость 1 Гкал тепла не будет превышать установленных тарифов на отпускаемое тепло: для Северного Кавказа — 2,67; для Узбекской ССР — 3,73; для Западной Сибири — 3,17 — 3,25 руб. за 1 Гкал.

Термальная вода из них поступает самоизливом с суммарным расходом более 12 тыс. м³ в сутки (дебит одиночной скважины колеблется от 10 до 20 л/сек). Минерализация воды варьирует от 1 до 10 г/л, состав — от гидрокарбонатного до хлоридно-натриевого. Температура воды на устье достигает 60—70°. Вода из скважин используется: 1) на розлив, 2) для отопления зданий и горячего водоснабжения, 3) для отопления Тернарского теплично-парникового хозяйства.

Экономический анализ практики использования термальной воды показал, что капитальные вложения на цех розлива окупаются менее чем за 4 года. Для целей отопления себестоимость добычи 1 м³ термальной воды составляет около 1,5 коп, 1 Гкал тепла — до 35 коп. Это в несколько раз меньше, чем стоимость тепла, получаемого от обычной котельной, работающей на угле или мазуте.

В настоящее время для отопления теплиц и зданий используется только часть запасов термальных вод, хотя имеется возможность обогреть площадь теплиц, которая в десятки раз превышает существующую. В этом случае прибыль теплично-парникового хозяйства (более 170 тыс. руб. в год) позволит окупить капиталовложения менее чем в шесть лет.

При полном использовании термальные воды Махачкалинского месторождения способны заменить более 30 тыс. т каменного угля в год.

На Нальчикском месторождении термальных вод действует один из крупнейших бальнеологических курортов Советского Союза. Пятью скважинами глубиной от 1600 до 2840 м из нижнемелового водоносного комплекса были выведены самоизливающиеся термальные воды с температурой от 50 до 80° и минерализацией от 0,6 до 78 г/л. Общие запасы термальных вод в пределах водозабора при самоизливе определяются в 9 тыс. м³ в сутки. В настоящее время эксплуатируется всего одна скважина, термальная вода (80°) которой используется для лечебных целей, обогрева зданий бальнеолечебницы, для хозяйственно-бытовых нужд, в купальном бассейне и для отопления небольшой теплицы (800 м²).

При существующем уровне эксплуатации термальных вод, когда используется только 1/10 запасов, срок окупаемости капитальных вложений на бурение скважин и бальнеохозяйство составит более 20 лет. При полном использовании полезных свойств термальных вод можно в несколько раз расширить тепличное хозяйство курорта, организовать горячее водоснабжение, перевести на обогрев термальными водами ряд лечебных и административно-хозяйственных и производственных зданий, организовать розлив минеральных вод и т. п. При таком использовании себестоимость 1 м³ термальной воды не превысит 3—5 коп., а 1 Гкал/час — 1 руб. 40 коп., что более чем в два раза дешевле единицы тепла, получаемого от котельной на угле. В этом случае срок окупаемости капиталовложений не превысит 6—7 лет. Экономия топлива выразится в 20 тыс. т каменного угля в год.

Наиболее крупным из рассматриваемых месторождений термальных вод является Тобольское с большим содержанием йода. Термальные воды приурочены здесь к нижнемеловому (неокомскому) водоносному комплексу, который вскрывается на всю мощность скважинами глубиной от 1700 до 2000 м. Температура воды на изливе колеблется от 60 до 70°, минерализация — от 15 до 17 г/л, дебит одиночной скважины составляет 10—20 л/сек. Кроме того, с каждым кубометром воды на поверхность поступает 0,8—1,0 м³ горючего газа, что дает возможность догреть термальную воду в пиковой котельной до температуры 85—90°.

На Тобольском месторождении попутное использование через теплообменники тепла воды перед извлечением из нее йода даст возможность отопить тепличный комбинат в 15 га и большей комплекс зданий. Комплексное использование термальных вод для теплоснабжения и для из-

влечения йода может снизить себестоимость основного продукта почти на 20% и даст экономию более 65—70 тыс. т каменного угля в год. Срок окупаемости капитальных вложений в объекты теплоснабжения не превысит 7 лет.

Важное значение для рентабельной добычи имеет минерализация термальных вод. Применение теплообменных устройств удорожает себестоимость единицы снимаемого тепла на 10—20%. Состав и минерализация вод должны быть такими, чтобы при снижении давления по сравнению с пластовыми условиями, и при снижении температуры в теплообменных устройствах не происходило интенсивного выпадения из воды твердых осадков, которое могло бы повести к закупорке водоводов, аппаратуры и распределительных устройств.

Необходимо также указать, что месторождения термальных вод можно рекомендовать к освоению лишь при тех условиях, если их минерализация и состав позволяют сброс отработанных вод в обычную канализационную сеть либо есть возможность сбрасывать отработанные воды в открытые водоемы или замкнутые понижения, не имеющие хозяйственного значения. Как показал опыт захоронения вредных промышленных стоков, закачка отработанных высокоминерализованных термальных вод в поглощающие скважины потребует дополнительных и чаще всего значительных затрат энергии и средств, что может привести к нерентабельной эксплуатации водозабора термальных вод.

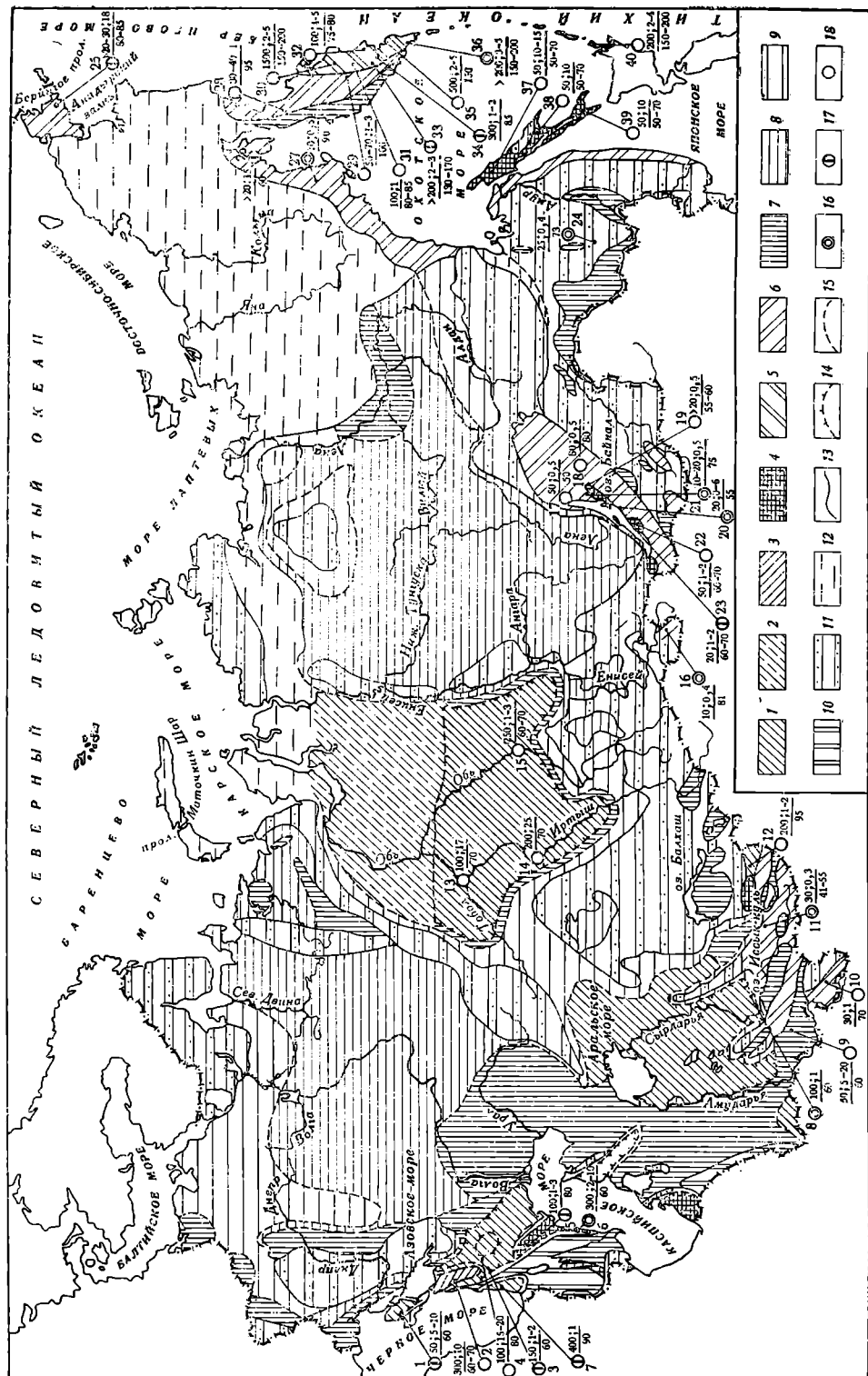
Из сказанного следует, что наиболее перспективными надо считать те районы, где геотермический градиент наибольший (что дает возможность вскрывать термальные воды с достаточно высокой температурой на сравнительно небольших глубинах), термальные воды при вскрытии их скважинами дают самоизлив с достаточно большими дебитами, а по составу и минерализации пригодны для эксплуатации.

Наибольший геотермический градиент свойствен (помимо районов современного вулканизма и локальных участков положительных термоаномалий складчатых областей) платформенным структурам, краевым прогибам и межгорным впадинам, выполненным мезо-кайнозойскими отложениями. Как правило, величина геотермического градиента в указанных районах близка $3^{\circ}/100$ м и более. Естественно, что такие районы при достаточной мощности осадочного чехла могут рассматриваться с гидрогеотермических позиций как наиболее перспективные для вскрытия скважинами пород и вод с достаточно высокими температурами (75—100° и выше) на сравнительно небольших глубинах (2—3 км).

Геотермальные отопительные установки в зависимости от размеров требуют различных, но чаще значительных расходов термальной воды (десятки, а иногда и сотни литров в секунду), причем чем ниже температура воды, тем большее количество ее требуется. Как уже говорилось, основные капитальные затраты на строительство геотермальных установок падают на бурение скважин. Отсюда следует, что для рентабельной работы установки мощность ее должна быть тем больше, чем глубже пробурена скважина или группа скважин, т. е. должен быть обеспечен большой расход воды с более высокой температурой.

Имеющиеся данные по использованию тепла термальных вод трещинно-жильного типа показывают, что группы скважин глубиной от 150 до 500 м (реже — более) с расходами отдельных скважин при самоизливе от 5 л/сек и более и при температуре воды 70° и выше обеспечивают рентабельную работу отопительных установок в течение многих лет (Талая, Кульдур и др.).

Из опыта использования термальных вод пластового типа (Махачкала, Налчик, Ташкент и др.) известно, что удельный дебит многих скважин, считающихся водообильными и дающих самоизлив до 15—30 л/сек и более, колеблется обычно от 0,3 до 0,7 л/сек. Глубина таких



скважин самая различная — от 800 до 2000—2500 м и более, температура воды на изливе варьирует от 40 до 90°.

Можно с определенной долей приближения считать, что районы, где скважины дают самоизлив с расходом не менее 5 л/сек и удельным дебитом не менее 0,1 л/сек, можно считать перспективными для использования термальных вод в практических целях.

По минерализации и составу термальная вода в идеальном случае должна приближаться к питьевой. При этом условии ее можно использовать непосредственно в отопительной системе без применения теплообменных устройств и для горячего водоснабжения. Однако на практике большая часть подземных термальных вод имеет повышенную минерализацию вплоть до весьма крепких рассолов. Высокоминерализованные воды по химическому составу, как правило, относятся к хлоридно-натриевым. Известно, что предел насыщения хлоридов натрия близок к 350 г/л. В таких крепких растворах при изменении термодинамических условий может произойти выпадение солей в твердую фазу. Поэтому во избежание подобного явления при эксплуатации термальных вод необходимо, чтобы их предельная минерализация была значительно ниже.

До разработки более обоснованных требований к качеству термальных вод можно условно принять за верхний предел минерализации величину 100 г/л. Это будет гарантировать от выпадения солей в опасных для эксплуатации количествах. В отдельных случаях, когда отбор тепла термальных вод производится попутно с их использованием для других целей (извлечение ценных химических компонентов, бальнеология) или когда добыча термальных вод происходит попутно с эксплуатацией нефтяных месторождений, может быть допущен и более высокий предел минерализации.

Таким образом, к перспективным в гидрогеотермическом отношении следует относить те районы платформ, краевых прогибов и межгорных впадин, в пределах которых геотермический градиент превышает

Рис. 42. Карта районирования термальных вод СССР (составил Б. Ф. Маврицкий, 1968).

Перспективные районы платформ, краевых прогибов и межгорных впадин (с площадным развитием термальных вод). Отложения, в которых заключены термальные воды: 1 — мезозойские (в основном меловые), 2 — то же, в районах многолетней мерзлоты, 3 — мезо-кайнозойские, 4 — кайнозойские; перспективные районы складчатых областей (с локальными выходами термальных вод и паро-гидротерм вдоль крупных разломов); 5 — районы современного вулканизма; 6 — районы складчатых систем, испытывавших интенсивное воздействие новейшей тектоники; малоперспективные и бесперспективные: 7 — районы платформ, краевых прогибов и межгорных впадин, малоперспективные в отношении использования термальных вод, заключенных в палеозойских и мезозойских отложениях, 8 — бесперспективные, 9 — районы платформ, в пределах которых термальные воды в осадочном чехле отсутствуют, 10 — районы складчатых областей, перспективные для использования термальных вод в основном в лечебных целях, 11 — районы щитов, выступов фундамента платформ, складчатые области, бесперспективные для получения термальных вод; 12 — районы, не изученные или слабо изученные в геотермическом отношении; 13 — границы между геолого-структурными областями и районами; 14 — контуры районов самоизливающих термальных вод; 15 — контуры районов с различными перспективами использования термальных вод; месторождения термальных вод: 16 — используемые в бальнеологических и теплотехнических целях, 17 — разведываемые, 18 — перспективные: числитель — примерные эксплуатационные запасы термальных вод в л/сек и минерализация в г/л; знаменатель — температура воды в °С. Типичные месторождения и водозаборы термальных вод (цифры на карте): 1 — Новоселовское, 2 — Тульское, 3 — Черкесское, 4 — Георгиевское, 5 — Грозненское, 6 — Махачкалинское, 7 — Зугдидское, 8 — Ташкентское, 9 — Душанбинское, 10 — Джиландинское, 11 — Иссык-Ата, 12 — Панфиловское, 13 — Тобольское, 14 — Омское, 15 — Колпашевское, 16 — Уш-Белдырское, 17 — Верхнеангароканское, 18 — Могойское, 19 — Сейюйское, 20 — Горячинское, 21 — Аллинское, 22 — Селенгинское, 23 — Питателевское, 24 — Кульдурское, 25 — Чаплинское, 26 — Таватумское, 27 — Тальское, 28 — Палайское, 29 — Киреунское, 30 — Семлячинское, 31 — Малкинское, 32 — Нальчевское, 33 — Большое Банное, 34 — Паратунское, 35 — Жировское, 36 — Паужетское, 37 — Северо-Сахалинское, 38 — Паронайское, 39 — Сусунайское, 40 — Горячий Пляж

3°/100 м, скважины вскрывают самоизливающиеся воды с удельным дебитом не ниже 0,1 л/сек (при общем минимальном расходе не менее 5 л/сек) и минерализацией, не превышающей 100 г/л.

Руководствуясь указанными приближенными критериями при оценке практической целесообразности использования термальных вод как источника тепла, мы выделили на территории Советского Союза ряд перспективных районов (рис. 42).

На Скифской плите — это районы равнинного Крыма и Предкавказья, на Туранской — Сырдарьинская впадина, система впадин Кызылкумской зоны поднятий, Бухаро-Хивинский район и некоторые участки на Мангышлаке и Устюрте, на Западно-Сибирской плите — большие площади к югу от 60° с. ш. К перспективным относятся Рионская, юго-западная часть Куринской, Джаркентская, Селенгинская, Тункинская впадины, впадины о-ва Сахалина, а также трещинные водонапорные системы: Курило-Камчатской складчатой зоны, Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса, Байкальская складчатая система, Тянь-Шань, Памир и др.

При оценке перспектив районов, где развиты трещинно-жильные воды, следует помнить, что естественная разгрузка их в виде термальных источников и особенно паро-гидротерм, как правило, во много раз ниже расходов, получаемых при разведке месторождений. Например, на Паужетском месторождении паро-гидротерм естественная разгрузка термальных вод достигала всего 35 л/сек, а температура воды была 100° и ниже. Эксплуатационные запасы, выявленные при разведке, оказались равными 125 кг/сек пароводяной смеси при теплосодержании выше 150 ккал/кг. Разведка Средне-Паратунского участка Паратунского месторождения выявила ресурсы термальных вод до 200 л/сек с температурой до 85°, тогда как естественная разгрузка до разведки давала всего 5 л/сек воды с температурой до 72°. В районе Цаишского источника, температура которого составляла 25°, а расход достигал 1,15 л/сек, четырьмя скважинами с глубины до 890 м выведено 43 л/сек воды с температурой 82°. Расход Кульдурского источника до разведки составлял 0,1 л/сек, температура воды равнялась 41°. Две неглубокие скважины (до 130 м) вывели более 22 л/сек воды с температурой на изливе 72°.

В числе перспективных районов по условиям залегания и циркуляции термальных вод выделяются две группы: 1) районы, расположенные в складчатых областях, испытавших интенсивное воздействие новейших тектонических движений и связанных с ними явлений современного вулканизма; к ним тяготеют месторождения термальных вод трещинно-жильного типа с локальными выходами вод по тектоническим нарушениям; 2) районы эпипалеозойских платформ, краевых прогибов и межгорных впадин, выполненных мезо-кайнозойскими осадками; к ним приурочены месторождения пластового типа с площадным распространением пластово-поровых и пластово-трещинных термальных вод.

Месторождения термальных вод пластового типа обычно занимают большие площади — сотни и тысячи квадратных километров. Площадь месторождений трещинно-жильного типа обычно не достигает и 1 км². Лишь в районах современного вулканизма она может достигать нескольких квадратных километров. В платформенных областях размеры месторождений бывают столь велики, что в их пределах можно выделить ряд участков, характеризующихся своими геолого-структурными особенностями, гидрогеологическими условиями и технико-экономическими показателями.

Для выделения месторождений пластового типа в таких крупных водонапорных системах, как артезианские бассейны, приуроченные к платформам, основными показателями служат минерализация и температура вод.

Чтобы оценить практическое значение термальных вод того или иного района, необходимо знать их прогнозные запасы. Методы определения запасов термальных вод трещинно-жильного типа и вод пластового типа различны. Оценка прогнозных запасов термальных вод пластового типа может быть проведена либо при допущении равномерной по площади сработки упругих запасов, которые можно получить при заданном понижении на конец заданного срока, либо расчетом расхода «большого колодца» при конкретных граничных условиях.

В первом случае, как отмечают Н. Н. Биндеман и Ф. М. Бочеввер (1964), принимается условная схема, при которой водоносные комплексы как бы ограничиваются непроницаемыми контурами, а каждый из комплексов рассматривается в гидродинамическом отношении как единое целое.

При этом авторы рекомендуют пользоваться формулой

$$Q = \frac{\mu \cdot F \cdot S}{t_0},$$

где

Q — расчетный расход в $\text{м}^3/\text{сутки}$ или $\text{м}^3/\text{сек}$;

F — площадь в м^2 ;

t_0 — расчетное время эксплуатации в сутках;

μ — коэффициент упругой водоотдачи пласта, связанный с водопроводимостью (km) в $\text{м}^2/\text{сутки}$ и пьезопроводностью (a) в $\text{м}^2/\text{сутки}$ соотношением

$$\mu = \frac{km}{Q}.$$

Отсюда расчетная формула принимает следующий вид:

$$Q = \frac{kmFS}{at_0}.$$

В приведенной формуле при длительной откачке (период эксплуатации принимается в 25 лет) учитывается сработка упругих запасов водоносного комплекса (горизонта) и выражается количество воды, которое может быть извлечено из водоносного комплекса (горизонта) системой скважин, равномерно распределенных по всей площади его распространения.

Прежде чем приступать к расчетам, проводится районирование территории в соответствии с изменением водопроводимости и для каждого района значение водопроводимости усредняется. Расчетная величина понижения также усредняется для района, исходя из существующих напоров термальных вод.

Расчеты методом «большого колодца» проводятся там, где перспективы использования термальных вод наибольшие и предполагаются достаточно большие сосредоточенные отборы этих вод. Размеры расчетных участков могут варьировать, достигая 5 тыс. км^2 и более. Как и при равномерной сработке упругих запасов, в этом случае расчетные данные по водопроводимости и понижению усредняются. При сложных геолого-структурных условиях и в тех случаях, когда усреднение расчетных показателей не проводится, подсчет прогнозных запасов может быть произведен на аналоговых машинах.

Определение общих прогнозных запасов термальных вод еще не достаточно для выяснения перспектив того или иного района. Необходимо знать возможную производительность будущих водозаборов, сопоставление расходов которых позволяет выявлять наиболее перспективные месторождения и участки для постановки разведочных работ. Поэтому для отдельных месторождений важно показать с учетом меняющейся по

площади величины водопроводимости возможные расходы водозаборов, которые определяются по формуле

$$Q = \frac{4\pi kmS}{R_{\text{пл}}},$$

где $R_{\text{пл}}$ — гидравлическое сопротивление пласта, определяемое в зависимости от граничных условий (Биндеман, 1963; Бочеввер, 1963; Гольдберг, Язвин, 1966).

Остальные обозначения прежние.

Чтобы сопоставимая производительность водозаборов зависела только от гидрогеологических условий (в основном от коллекторских свойств пород, выраженных через водопроводимость), рекомендуется брать однотипные по размерам водозаборы. Мы в своих расчетах приняли стандартный водозабор площадью 25 км^2 с пятью скважинами.

При подсчете прогнозных запасов термальных вод пластового типа всеми указанными методами принималось, что водопроводимость водоносного комплекса составляет не менее $20 \text{ м}^2/\text{сутки}$, температура воды не менее 40° , глубина залегания водоносных комплексов — не более 3000 м и минерализация вод — не более 35 г/л ¹; максимальное понижение динамического уровня принималось до 100 м ниже поверхности земли.

На основе фактических данных о гидрогеологических условиях отдельных регионов, изложенных в работе, были сопоставлены состав, температура, напоры и расходы термальных вод, их приуроченность к тем или иным водоносным комплексам; систематизированы данные о водопроводимости и пьезопроводности, полученные при откачках из одиночных, скважин и их кустов, а там, где эти данные отсутствовали, их примерно устанавливали по аналогии с соседними участками, находящимися в сходных геолого-фациальных условиях.

Анализ перечисленных данных в сопоставлении с принятыми граничными условиями позволил выделить основные водоносные комплексы с термальной водой, которые можно считать перспективными для освоения. Подсчет прогнозных запасов велся по каждому из выделенных комплексов отдельно.

При расчетах предварительно проводилось районирование территории в соответствии с изменением водопроводимости на площади распространения водоносного комплекса и для каждого выделенного участка (блока) значение водопроводимости усреднялось; усреднялась также величина допустимого понижения (при постоянном заданном нижнем пределе понижения, равном 100 м ниже поверхности земли).

Следует отметить, что главный показатель, определяющий величину прогнозных запасов, — водопроводимость — изменяется в пределах отдельных водоносных комплексов в широком диапазоне — от 10 до $250 \text{ м}^2/\text{сутки}$, редко более. Наиболее часто встречаемые величины водопроводимости находятся в пределах от 20 до $100 \text{ м}^2/\text{сутки}$.

По мере увеличения глубины залегания водоносных комплексов их водопроводимость уменьшается. Например, в Западной Сибири по двум основным водоносным комплексам она изменяется в следующих пределах: апт-сеноманского — от 20 до $220 \text{ м}^2/\text{сутки}$, неокомского — от 10 до 60 — $80 \text{ м}^2/\text{сутки}$. Такие изменения коллекторских свойств пород, как уже отмечалось, находятся в тесной зависимости от их уплотнения и окамене-

¹ Как показывает существующая практика использования термальных вод, воды с рассольной минерализацией в настоящее время не находят широкого применения для теплоснабжения. Используются и будут использоваться в ближайшие годы в первую очередь термальные воды от пресных до соленых. Исходя из этого, подсчет прогнозных запасов выполнен нами только для термальных вод с минерализацией до 35 г/л . Термальные воды с большей минерализацией следует рассматривать как резервные запасы.

ния, от перекристаллизации (регенерации) минеральных зерен, происходящей в процессе эпигенетических преобразований, что приводит к уменьшению пористости и проницаемости пород.

Величина пьезопроводности принята в пределах 10^5 — 10^6 м²/сутки на основании сопоставления многочисленных результатов опробования скважин и их кустов в различных гидрогеологических условиях.

Для определения прогнозных запасов термальных вод трещинно-жильного типа надежной методики еще не разработано. Гидродинамические методы расчета, принятые для пластовых систем, здесь неприменимы. Все месторождения этого типа расположены в складчатых областях с локальными выходами термальных вод, приуроченными главным образом к пересечению глубоких эрозионных врезов с тектоническими нарушениями (сбросы, взбросы, надвиги и т. п.). Термальные воды выходят либо сосредоточенными струями из тектонической трещины, либо в виде рассеянных выходов по системе трещин. Часто, разгружаясь в аллювиальные, делювиальные, пролювиальные наносы, они дают дериватные выходы, просачиваясь на поверхность сквозь толщу наносов. Без постановки разведочных работ бывает трудно определить ресурсы термальных вод трещинно-жильного типа на том или ином участке их выхода.

Динамические запасы наиболее крупных месторождений термальных вод, приуроченных к гранитным массивам, сильно метаморфизованным породам и флишевым толщам и находящихся вне районов современного вулканизма, никогда не достигают запасов наиболее крупных месторождений в районах современного вулканизма. Во-первых они редко достигают 50—100 л/сек, во вторых — часто значительно превышают 100 л/сек (для паро-гидротерм — 100 кг/сек и более пароводяной смеси).

Там, где были проведены разведочные работы, запасы определялись на основе результатов этих работ, по данным длительных выпусков (гидравлический метод). Там, где поисково-разведочные работы еще не проводились, подсчет прогнозных запасов был выполнен по данным естественной разгрузки термальных вод с учетом коэффициента увеличения расхода при разбуривании, принимаемого от 2 до 3 (в зависимости от характера очага разгрузки и сопутствующих признаков разгрузки термальных вод и паро-гидротерм).

Данные, полученные в результате расчетов прогнозных запасов термальных вод и паро-гидротерм по отдельным районам, сведены в табл. 51.

Отметим, что указанные в табл. 51 запасы термальных вод пластового типа определены при условии понижения динамического уровня на 100 м ниже поверхности земли. Если эксплуатация месторождений будет осуществляться при самоизливе, эти запасы уменьшатся до 3 раз. Для термальных вод трещинно-жильного типа прогнозные запасы рассчитаны при условии самоизлива на уровне земли. Во избежание охлаждения месторождений (особенно небольших) снижать уровень термальных вод ниже уровня грунтовых вод не рекомендуется.

К настоящему времени не для всех районов удалось получить достаточно полные и надежные данные о прогнозных запасах термальных вод. Это объясняется главным образом неодинаковой изученностью и неравномерной разбуренностью отдельных районов. Для ряда участков мало фактических данных о коллекторских свойствах водоносных комплексов, вследствие чего пришлось принимать расчетные показатели водопроницаемости и пьезопроводности по аналогии с соседними, более изученными участками, в сходных геологических и гидрогеологических условиях.

Недостаточно гидродинамических и геотермических данных оказалось по Мангышлаку, Устьюрту, впадинам Тяньшаньской складчатой зоны, Сахалина. Для отдельных площадей равнинного Юрыма, Западной Сибири неполным оказался материал о водопроницаемости, напорах и температуре по меловым водоносным комплексам.

Общие прогнозные запасы термальных вод и паро-гидротерм

Районы; основные водоносные комплексы (для вод пластового типа)	Прогнозные запасы, $\text{м}^3/\text{сек}$	Минерализация, г/л	Предполагаемая температура на устье, $^{\circ}\text{C}$
---	--	-----------------------------	---

Термальные воды и паро-гидротермы трещинно-жильного типа

Камчатская складчатая зона	1	1—2	40—60
	1	1—3	60—100
	4 *	3—5	100—200
Курильская складчатая зона	1	1—3	40—100
	1 *	3—5	100—200
Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс; Анюйско-Чукотская складчатая зона; складчатая зона Забайкалья и Приамурья	0,5	1—20	40—90
Складчатые зоны Большого и Малого Кавказа и Талыша	1	1—20	40—70
Складчатая зона Памира	0,2	1—2	40—80
Складчатая зона Тянь-Шаня	1	1	40—100
Саянская и Алтайская складчатые зоны	0,1	1—2	40—80
Байкальская складчатая система	1	1—2	40—80
Всего	6,8		
	5,0 *		

Термальные воды пластового типа**

Западно-Сибирская плита			
южная часть (к югу от 58° с. ш.)			
апт-альб-сеноманский	14	1—3	35—50
	18	3—10	40—50
	54	10—20	40—60
неокомский	5	1—3	40—60
	4	3—10	40—75
	26	10—25	40—75
северная часть			
апт-альб-сеноманский	40	10—20	35—50
неокомский	20	10—25	40—70
Туранская плита			
Чуйская впадина			
меловой	1	1—20	40—60
Сырдарьинская впадина			
альб-сеноманский	4	1—10	40—75
в том числе по Приташкентской депрессии	0,5	1—3	40—75
Бухаро-Хивинский район			
альб-сеноманский	4	1—3	40—50
	2	3—10	35—60
	1	10—35	40—60
Южно-Мангышлакская и Северо-Устьюртская впадины			
альб-сеноманский	0,5	1—3	40—50
	3	3—10	40—60
	1	10—35	40—50

* Запасы выражены в т/сек .

** В подсчете прогнозных запасов по районам Западной Сибири, Восточного Предкавказья, Крыма, Куринской впадины, Мангышлака и Бухаро-Хивинскому району кроме автора принимали участие Г. К. Антоненко, Т. Б. Гребенщикова, О. А. Магомет, Н. С. Отман и Л. Х. Сафаева.

Т а б л и ц а 51 (окончание)

Районы; основные водоносные комплексы (для вод пластового типа)	Прогнозные запасы, м ³ /сек	Минерализа- ция, г/л	Предполагае- мая темпе- ратура на устье, °С
Скифская плита			
район равнинного Крыма и Причерно- морский			
дат-палеоцен-эоценовый	0,5	3—35	40—70
неокомский	1,5	1—35	40—70
Кубанский прогиб			
неогеновый	5	1—35	40—100
меловой (в основном альб-сеноман и неоком)	3	1—35	60—100
Район Центрального Предкавказья			
палеоценовый, меловой (в основном альб-сеноман и неоком)	7	1—35	40—90
Терско-Каспийский прогиб			
неогеновый (в основном чокрак-караган- ский) и отчасти меловой	4	1—10	40—100
	5	10—35	60—100
в том числе по Терско-Сунженской депрессии	2,0	1—5	40—100
меловой (в основном альб-сеноманский и неокомский)	2,0	3—35	60—100
Межгорные впадины			
Рионская	1,5	1—5	40—60
неокомский	2	1—3	60—100
	1	3—20	60—90
Куринская			
неогеновый и отчасти майкопский	2	1—35	40—70
Кусаро-Дивичинская			
от неогенового до мелового (неоком)	1	1—20	40—70
Таджикская			
палеогеновый и меловой	2	1—35	40—80
Ферганская			
третичный и меловой	2	1—35	40—70
Балхашская, Ала-Кульская, Илийская и Джаркентская			
палеогеновый и меловой	2	1—35	40—100
Баргузинская, Селенгинская, Тункинская			
неогеновый	2	1—5	40—70
Впадины о-ва Сахалин			
неогеновый и палеогеновый	2	2—20	40—70
В с е г о	243,0		
И т о г о по СССР	250,0 5,0 *		

При ограниченной информации о физических свойствах водонапорных систем приходилось пользоваться схематизированными данными. Все это определенным образом отразилось на полноте и достоверности произведенных расчетов. Наиболее полные данные были получены при определении прогнозных запасов термальных вод чокрак-караганского водоносного комплекса в пределах Терско-Сунженской депрессии путем моделирования естественного и нарушенного режима подземных вод.

Моделирование на аналоговой машине УСМ-1 было выполнено И. И. Крашиным и Е. К. Орфаниди по программе, составленной совместно с автором. Размер моделируемой области достигал 250×75 км. С юга и севера она ограничивалась выходами чокракских и караганских отложений на поверхность, а с запада и востока — линиями тока. На модели были воспроизведены все водоносные комплексы неогена, залегающие на майкопских глинах: чокракский и караганский, верхнемиоценовый и плиоценовый. На юге, в полосе выходов отложений на поверхность, задавалось условие неизменного питания ($Q = 0$), на севере было принято условие постоянства напора ($S = 0$). Движение подземных вод в чокракском и караганском водоносных комплексах принималось в виде двух плановых потоков с наличием вертикального перетекания между ними и в верхнемиоценовый и плиоценовый комплексы. По данным исходных материалов Северо-Кавказского геологического управления принималось, что водопроницаемость чокракского водоносного комплекса изменяется от $10 \text{ м}^2/\text{сутки}$ на юго-западе до $300\text{—}450 \text{ м}^2/\text{сутки}$ на востоке депрессии; караганского соответственно — от 25 до $200 \text{ м}^2/\text{сутки}$. Коэффициент пьезопроводности для обоих комплексов был принят равным $5 \cdot 10^5 \text{ м}^2/\text{сутки}$. На основании этих данных были составлены сетки сопротивлений и емкостей для комплексов.

Так как исходные материалы оказались недостаточными (не было данных по разгрузке и гидравлической связи водоносных комплексов и карты эффективных мощностей коллекторов), вначале была решена обратная стационарная задача по воспроизведению естественного режима подземных вод, заключенных в неогеновых водоносных комплексах. В результате были построены схематические карты водопроницаемости отдельно по чокракскому и караганскому водоносным комплексам (рис. 43). Удалось обрисовать две основные зоны предполагаемых разломов, прослеживающихся во всех водоносных комплексах, а также получить величины перетекания между слоями и разгрузки в зоне Передовых хребтов. Был определен общий баланс по каждому из упомянутых водоносных комплексов.

Результаты решения обратной задачи использовались при решении нестационарных задач о прогнозе развития понижений в караганском и чокракском комплексах за 25-летний период эксплуатации водозаборов. Для караган-чокракского водоносного комплекса были подсчитаны допустимые понижения (принимались равными напору пластовой воды над поверхностью земли плюс 100 м ниже поверхности земли) и общий расход термальной воды, который составил около $2 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Решение фильтрационной задачи позволило составить карты и графики понижений уровней подземных вод под влиянием эксплуатации водозаборов с указанным расходом. Анализ графиков, построенных для каждого водозабора, показывает, что стабилизация потока подземных вод происходит после 25-летнего периода эксплуатации системы водозаборов.

И. И. Крашиным на машине УСМ-1 была также решена тепловая задача, данные которой показали, что при непрерывной эксплуатации водозаборов в течение 60 лет влияние внедрения более холодных вод со стороны областей питания не распространяется более чем на 5 км. Изменения температуры воды в этой пятикилометровой полосе не превысят $1\text{—}1,5^\circ$. Поскольку эти данные были получены по ленте тока, по которой происходит максимальный расход термальных вод, то возможные изменения температуры воды при эксплуатации водозаборов можно не учитывать. Этот вывод, по-видимому, можно распространить и на другие районы, где происходит эксплуатация термальных вод пластового типа при условии соблюдения ограничений понижений уровней, принятых в настоящей работе.

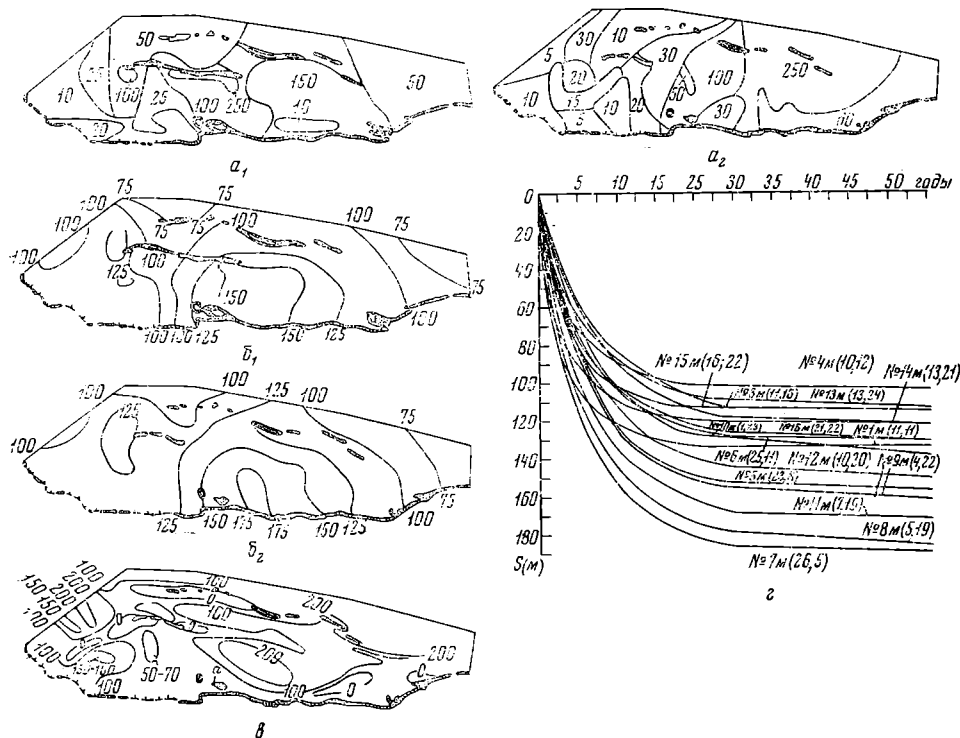


Рис. 43. Характеристика водоносных комплексов по району Терско-Сунженской депрессии (составили И. И. Крашин, Е. К. Орфаниди, 1968 г.).

a_1 , a_2 — водопроницаемость (в $\text{м}^2/\text{сут}$) соответственно Караганского и Чокранского водоносных комплексов; b_1 , b_2 — изолинии понижений уровня термальных вод указанных комплексов (после 25-летнего периода эксплуатации); e — допустимые понижения уровня термальных вод караганского и чокранского комплексов в м; g — график стабилизации понижения уровня у водозаборов в процессе эксплуатации ($S = f(t)$)

Выполненное моделирование на аналоговых машинах позволило определить прогнозные запасы и рациональное размещение водозаборов. Последнее обстоятельство особенно важно, так как от правильной системы водозаборов зависит полнота отбора запасов термальных вод.

При региональной оценке прогнозных запасов нами были определены запасы термальных вод с минерализацией до 35 г/л , как наиболее пригодных для практического использования. Однако в дальнейшем, при накоплении опыта эксплуатации термальных вод и разработке соответствующих технических приемов не исключена возможность использования термальных вод с рассольной минерализацией (до 100 г/л). Эти воды следует рассматривать как дополнительный резерв к выявленным прогнозным запасам. Для района Предкавказья рассольные термальные воды ($35\text{—}100 \text{ г/л}$) могли бы удвоить определенные прогнозные запасы.

Из общих прогнозных запасов термальных вод более 30% составляют воды с минерализацией до 10 г/л . Это обстоятельство имеет важное значение при разработке схем эксплуатации и сброса отработанных термальных вод.

Анализ гидрогестермических условий отдельных районов показал, что основная масса термальных вод, которые в ближайшие 10—20 лет смогут найти практическое применение, приурочена к меловым отложениям — в основном к неокомским и альб-сеноманским. На значительно меньших площадях термальные воды приурочены к третичным, в основном неог-

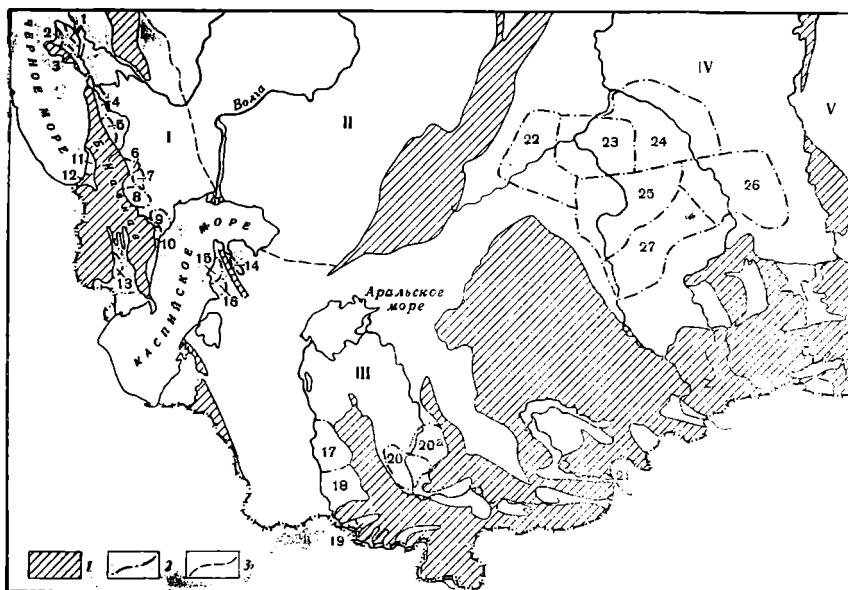


Рис. 44. Схема расположения месторождений термальных вод пластового типа (составил Б. Ф. Маврицкий).

1 — складчатые области и выступы фундамента платформ; 2 — контуры месторождений; 3 — граница между Русской платформой и Скифской и Туранской плитами. Месторождения, показанные на карте: 1 — Джанкойское, 2 — Евпаторийское, 3 — Белогорское, 4 — Майкопское, 5 — Черкесское, 6 — Нальчикское, 7 — Моздокское, 8 — Грозненское, 9 — Кизлярское, 10 — Махачкалинское, 11 — Зугдидское, 12 — Потийское, 13 — Кировабадское, 14 — Тигенское, 15 — Шевченковское, 16 — Тенгеное, 17 — Бухарское, 18 — Каршинское, 19 — Душанбинское, 20 — Ташкентское, 20^a — Арыское, 21 — Панфиловское, 22 — Тюменское, 23 — Тобольское, 24 — Сургутское, 25 — Омско-Тарское, 26 — Колпашевское, 27 — Барабинско-Купинское; I — Скифская плита, II — Русская платформа, III — Туранская плита, IV — Западно-Сибирская плита, V — Сибирская платформа

новым отложениям. Из общего количества оцененных прогнозных запасов подавляющее большинство приходится на крупнейший в мире Западно-Сибирский артезианский бассейн, который хранит в своих недрах уникальные запасы нефти, газа, йодных промышленных и термальных вод. Отметим, что вопросы использования термальных вод в северных его районах должны согласовываться с планом разработки нефтяных и газовых месторождений и месторождений йодных вод, тогда как в южных районах бассейна эксплуатация термальных вод приобретает самостоятельное значение, увеличивающееся еще тем обстоятельством, что здесь термальные воды распространены в зоне безлесных, степных районов.

В полупустынных районах равнинного Узбекистана, Мангышлака и Устюрта выявленные значительные запасы термальных вод уже находят и найдут в дальнейшем еще большее практическое применение. В этих районах (особенно в двух последних) ощущается недостаток в питьевой и технической воде, и здесь термальные воды, которые на значительных площадях по качественным показателям относятся к питьевым или близки к ним, приобретают особо важное практическое значение. На их базе может быть организована сеть бальнеолечебниц, построены плавательные бассейны, бани, прачечные, шерстомойки, теплично-парниковые хозяйства, подобные хозяйству Института овощеводства под Ташкентом.

В пределах районов, для которых был произведен подсчет прогнозных запасов термальных вод, по гидрогеологическим и геотермическим условиям может быть выделен ряд месторождений. Расположение основных

месторождений пластового типа показано на схематической карте (рис. 44); их краткая характеристика приводится в табл. 52. О наиболее перспективных месторождениях трещинно-жильного типа и их местоположении можно судить по рис. 42. Сопоставление приведенных материалов позволяет оценить практическое значение того или иного месторождения и дать примерную их типизацию.

Основными показателями при этом служат глубина и условия залегания термальных вод, характер их циркуляции, температура, расходы водозаборов, минерализация вод, положение статического уровня и т. д.

По температуре все месторождения могут быть подразделены на слаботермальные (20—50°), термальные и высокотермальные (50—100°) и месторождения с перегретыми водами (более 100°).

По расходам месторождения могут быть малodeбитными (менее 50 л/сек), среднедебитными (50—100 л/сек) и высокодебитными (свыше 100 л/сек). При этом для месторождений трещинно-жильного типа они будут соответствовать возможным эксплуатационным запасам всего месторождения при самоизливе. Для месторождений пластового типа указанные расходы будут соответствовать расходам стандартных водозаборов размером 25 км², состоящих из 5 скважин, при понижении динамического уровня до 100 м ниже поверхности земли и расчетном сроке эксплуатации 10⁴ суток.

По минерализации в обеих группах месторождений (пластовых и трещинно-жильных) могут быть выделены месторождения пресных вод (до 1 г/л), солоноватых (1—10 г/л) и соленых (10—35 г/л).

Месторождения с рассольными термальными водами, как отмечалось выше, пока относятся к забалансовым.

По характеру самоизлива из скважин месторождения могут быть подразделены на самоизливающиеся негазирующие, самоизливающиеся газизирующие и дающие из скважин извержение пароводяной смеси.

Наконец, по глубине залегания месторождения могут быть подразделены на ряд категорий. Для месторождений пластового типа можно выделить месторождения, в пределах которых основные водоносные комплексы с термальной водой залегают относительно неглубоко (до 1500 м), глубоко залегающие (от 1500 до 2500—3000 м) и залегающие на предельно допустимых по гидрогеотермическим и технико-экономическим показателям глубинах (от 2500—3000 до 3500 м).

Для месторождений трещинно-жильного типа глубины разведочных скважин вне районов современного вулканизма обычно колеблются от 150 до 200 и реже до 300 м. Для районов современного вулканизма глубины разведочных скважин колеблются от 300 до 500 м, реже глубже.

Следует подчеркнуть, что наиболее распространенными месторождениями как пластового, так и трещинно-жильного типа являются слаботермальные и термальные. Месторождения с перегретыми водами (с температурой воды выше 100°) имеют практическое значение в основном в районах современного вулканизма (Камчатка, Курильские острова) и представляют собой месторождения трещинно-жильного типа.

Месторождения с перегретыми водами пластового типа встречаются лишь в пределах Предкавказья и Рионской впадины и носят здесь единичный характер. На таких месторождениях, как Кизлярское, Моквенское, Прасковейское (на последнем минерализация вод намного превышает 35 г/л), скважинами глубиной свыше 3000 м выводятся воды и пароводяные смеси с температурой от 100 до 115°, редко до 120° С.

На основе данных табл. 52 и рис. 42 определена прогнозная теплопроизводительность водозаборов для месторождений термальных вод пластового (табл. 53) и трещинно-жильного типов.

Таким образом, теплопроизводительность водозаборов термальных вод пластового типа и месторождений трещинно-жильного типа с темпера-

Гидрогеотермическая характеристика типичных месторождений
термальных вод пластового типа

Месторожде- ние	Основные водоносные комплексы с термальной водой	Примерная глубина скважин, м	Водопро- водимость ($к\tau$), $м^2/сутки$	Избыточ- ные напоры, м	Темпера- тура, °С	Минера- лизация, г/л	Расчетные расходы стандарт- ных водо- заборов*, л/сек
<i>Западно-Сибирская плита</i>							
Колпашев- ское	Неокомский и апт-сеноман- ский	1100—2200	150—200	20—50	35—75	1—5	250—400
Барабинско- Купинское	То же	1100—2000	150—220	10—30	35—65	1—15	250—400
Омско-Тар- ское	»	1200—2200	150—200	10—30	40—75	5—25	250—350
Тобольское	Неокомский	1500—2200	50—80	20—50	45—75	10—20	100—150
Тюменское	То же	1000—1700	50—80	20—50	35—60	10—20	100—150
Сургутское	Неокомский и апт-сеноман- ский	1300—2200	До 150	20—50	40—65	10—35	250—300
<i>Туранская плита</i>							
<i>Р а в н и н н ы й У з б е к и с т а н</i>							
Ташкент- ское	Альб-сеноман- ский	1500—2200	40—50	До 150	50—75	1—3	100—150
Бухарское	То же	800—1500	100—150	До 50	40—50	1—10	200—300
Каршинское	»	800—1500	100—150	До 50	40—50	До 35	200—300
<i>М а н г ы ш л а к и У с т ь у р т</i>							
Шевченков- ское	Альб-сеноман- ский	800—2000	50—120	До 50	40—60	3—10	150—250
Тенгинское	То же	1000—2000	50—80	5—10	40—60	Более 10	До 150
Тигепское	»	800—2000	70—100	До 50	40—60	3—10	150—200
<i>Скифская плита</i>							
<i>Р а в н и н н ы й К р ы м</i>							
Сакско-Ев- латорийское	Неокомский	1000—1700	50	До 120	50—60	5—10	До 150
Белогорское	То же	1000—3000	50	До 100	50—90	5—35	До 150
Джанкой- ское	Дат-эоцено- вый	До 2000	40	До 50	50—70	20—35	До 100
<i>П р е д к а в к а з ь е</i>							
Майкопское	Меловой и третичные	1500—2500	100—150	До 100	50—90	1—35	300—400
Черкесское	Альб-сеноман- ский	1200—2000	50—100	До 100	50—65	1—3	150—300
Нальчик- ское	То же	1000—2500	50—100	До 100	40—75	1—35	150—300
Грозненское	Чокрак-кара- ганский	800—2500	200—400	До 100	50—100	1—3	До 500
Моздокское	То же	1400—2500	30	20—50	50—80	3—10	50
Прохладнен- ское	»	1500—2500	50	До 100	50—85	3—10	До 150
Махачка- линское	»	1100—3000	200—300	20—50	45—90	2—35	До 400—500
Кизлярское	»	2200—3000	100—150	До 100	80—100	10—20	300—400

* За стандартный принят водозабор площадью 25 км² из пяти скважин. Подсчет расходов проведен по формуле «большого колодца» $Q = \frac{4\pi k m S}{\ln \frac{2,25 at}{r_k}}$, исходя из условий: расчетное понижение (S) равно

избыточному плюс понижение на 100 м ниже поверхности земли; $a = 10^6$ м²/сутки; $t = 10^4$ сутки; $r_k = 405$ м.

Месторожде- ние	Основные водоносные комплексы с термальной водой	Примерная глубина скважин, м	Водопр- водимость (<i>кт</i>), м ³ /сутки	Избыточ- ные напоры, м	Темпера- тура, °С	Минера- лизация, г/л	Расчетные расходы стандарт- ных водо- заборов*, л/сек
--------------------	--	------------------------------------	---	------------------------------	----------------------	----------------------------	--

Межгорные впадины

Рионская впадина

Зугдидское	Неокомский	1500—3000	250—350	50—100	60—100	1—3	До 500
Потийское	То же	2000—3000	До 100	До 100	60—90	10—20	До 300

Куринская впадина

Кировабад- ское	Майкопский, акчагыль- ский, апше- ронский	1000—2000	50	50—100	40—65	1—15	100—150
--------------------	--	-----------	----	--------	-------	------	---------

Джаркентская впадина

Панфилов- ское	Меловой, от- части юрский и триасовый	2000—3000	50—100	50—100	60—90	1—10	100—200
-------------------	---	-----------	--------	--------	-------	------	---------

Впадины Сахалина

Северо-Са- халинское	Неогеновые	1500—2500	30—50	50—100	40—70	5—20	50—150
Паронай- ское	То же	1500—2500	30—50	50—100	40—70	3—15	50—150

турой вод до 100° в перспективных районах находится в пределах 1—85 Гкал/час, реже более. Только месторождения паро-гидротерм в районах современного вулканизма могут иметь теплопроизводительность в сотни Гкал/час, и на их базе как в СССР, так и за рубежом работают электростанции мощностью в тысячи и десятки тысяч киловатт.

Из выявленных месторождений пластового типа по возможным расходам водозаборов, по температуре воды на изливе и ее минерализации для первоочередного освоения могут быть рекомендованы месторождения Предкавказья, Рионской и Джаркентской впадин, южных частей Западно-Сибирской плиты, Сыр-дарьинской впадины.

Из месторождений трещинно-жильного типа в первую очередь должны быть освоены месторождения Камчатки и Курильских островов. Для этих районов паро-гидротермы являются основой энергетики и тепло-снабжения, заменяя дорогостоящее привозное топливо. Паро-гидротермы могут обеспечить работу электростанций мощностью 350—400 тыс. квт. Как

Т а б л и ц а 53

**Возможная теплопроизводительность водозаборов
на месторождениях пластового типа, Гкал/час**

Расчетные расхо- ды водозаборов, л/сек	Температура воды, °С					
	50	60	70	80	90	100
50	5	7	9	11	12	14
100	11	14	18	21	25	29
200	21	29	36	43	50	57
300	32	43	54	65	75	86

П р и м е ч а н и е. При расчетах за нижний предел полезной температуры принята температура 20°.

показали технико-экономические расчеты, использование паро-гидротерм для выработки электроэнергии в этих районах экономически более целесообразно, чем сооружение тепловых электростанций.

Большую практическую ценность имеют и другие месторождения термальных вод трещинно-жильного типа, основные из которых показаны на рис. 42.

Чтобы хотя бы приблизительно определить, в какой степени тепло термальных вод в выявленных перспективных районах может покрыть тепловые нагрузки в народном хозяйстве, следует знать примерное содержание тепла в водах и потребности в тепле.

Из общих запасов термальных вод 5 т/сек приходится на паро-гидротермы (с температурой 100—200°) в зонах современного вулканизма Камчатки и Курильских островов и около 7 м³/сек (с температурой 40—100°) на термальные воды трещинно-жильного типа в пределах складчатых областей вне зон современного вулканизма. Остальные 243 м³/сек прогнозных запасов составляют термальные воды пластового типа, которые по температуре могут быть распределены примерно следующим образом:

Температура воды, °С	Прогнозные запасы, м ³ /сек
40—60	190
60—80	45
80—100	8

Если принять, что тепловой потенциал термальных вод как источника тепла будет полезно использован лишь на 40—50%, то и в таком случае тепловой эквивалент выявленных прогнозных запасов термальных вод составит более 200 млн. Гкал в год.

По данным института Теплоэлектропроект и НИИ овощного хозяйства, потребность в тепле на площади перспективных районов, где термальные воды смогут найти практическое применение, в 1970 г. составит более 130 млн. Гкал в год, включая нужды жилищно-коммунального сектора, теплично-парникового хозяйства и промышленности. К этому следует добавить потребности неучтенных сельскохозяйственных потребителей тепла (населенные пункты, фермы и др.), которые могут составить до 50 млн. Гкал в год. В дальнейшем тепловые нагрузки еще более возрастут.

Значительная часть потребностей в тепле (около 100 млн. Гкал в год) сможет покрываться за счет ТЭЦ, промышленных и районных котельных. Остальная часть тепловых нагрузок будет покрываться за счет мелких котельных и индивидуальных печей. Как показывает опыт, для покрытия тепловых нагрузок небольших рассредоточенных потребителей тепла использование термальных вод экономически оправдано. Таким образом, более 100 млн. Гкал в год может в перспективе покрываться за счет тепла термальных вод. Широкое и разностороннее использование термальных вод должно благоприятно сказаться и на общем оздоровлении быта населения.

В заключение следует подчеркнуть, что достоверность выявленных прогнозных запасов термальных вод такова, что на их основе можно планировать и определять объемы геологоразведочных работ и основные направления использования термальных вод в народном хозяйстве.

Выполненная работа представляет собой наиболее полное обобщение данных о термальных водах Советского Союза. В ней рассмотрены основные закономерности распространения термальных вод в различных структурах, развитых на территории СССР, а также общие вопросы гидрогеологии глубоких горизонтов, поскольку подземная гидросфера образуется главным образом высоконагретыми подземными водами.

Исследование термальных вод в пределах отдельных структур позволило установить четкие закономерности в распространении, условиях залегания, особенностях циркуляции и характере изменения температуры термальных вод и показать зависимость их состава и минерализации от состава водовмещающих пород.

Установлено, что складчатые и платформенные области резко различаются по гидрогеотермическим условиям. Термальные воды в древних складчатых областях, не испытавших интенсивных тектонических движений во второй половине кайнозоя, не имеют явно выраженных поверхностных очагов разгрузки. Отдельные районы древних складчатых областей (от байкальской до мезозойской), а также районы альпийской складчатости, испытавшие сильное воздействие новейших тектонических движений, которые вызвали крупные расколы в массивах сложнодислоцированных пород и перемещения по ним отдельных блоков, характеризуются резко выраженными локальными термопроявлениями, чаще всего приуроченными к местам пересечения зон разломов с участками глубокого эрозионного вреза. Среди них ярко выраженной тепловой активностью выделяется область современного вулканизма Камчатки и Курильских островов. Характерной особенностью всех этих районов является их высокая сейсмичность.

Во всех перечисленных складчатых областях и районах термальные воды по характеру циркуляции относятся к трещинно-жильному типу и в очагах разгрузки имеют резко отличный химический состав по сравнению с окружающими холодными водами, циркулирующими в основном в зоне экзотермической трещиноватости. Такой состав вод — следствие особых термодинамических условий формирования, свойственных сложной водонапорной системе трещинных вод на глубине. Как правило, термальные воды трещинно-жильного типа обогащены кремнекислотой и содержат в повышенных количествах фтор и другие микрокомпоненты, что подчеркивает специфичность условий формирования термальных вод и зависимость их состава от состава водовмещающих пород.

Термальные воды складчатых областей, приуроченные к массивам, изверженных и метаморфических пород и нагретые до 100° , чаще всего имеют низкую минерализацию, редко превышающую 1 г/л , и азотный состав растворенных газов. Преобладание азота в термальных водах трещинно-жильного типа и их малая газонасыщенность свидетельствуют, что азот поступает в основном из атмосферы. Минерализация высоконагретых вод (свыше 100°), формировавшихся под воздействием плиоцено-четвертичного и современного вулканизма, несколько повышенная (до $3\text{—}5 \text{ г/л}$), а состав растворенных газов углекисло-сероводородный.

Кроме трещинно-жильных, в складчатых областях развиты термальные воды пластового типа, приуроченные к многочисленным межгорным впадинам. Минерализация и состав этих вод отличны от состава и минерализации вод трещинно-жильного типа. Минерализация меняется в широких пределах (от 1 до 300 г/л и более).

В платформенных областях и сочлененных с ними краевых прогибах термальные воды приурочены к крупным водонапорным системам и имеют пластовый характер залегания с постепенным и закономерным изменением температуры, минерализации и состава по площади и на глубину. Минерализация термальных вод в пределах этих областей изменяется от 1 до 650 г/л; наиболее распространены хлоридные воды.

Решающее влияние на минерализацию и состав пластовых термальных вод оказывают состав водовмещающих пород, гидродинамические особенности и геологическая история развития водонапорной системы. Установлено, что рассольные термальные воды связаны с галогенными толщами и могут распространяться в пределах водонапорных систем на десятки и сотни километров от района непосредственного нахождения галогенных толщ. Основным механизмом образования и передвижения рассолов является выщелачивание и рассеивание путем молекулярной и конвективной диффузии. Фильтрационные процессы, наиболее активно проявляющиеся в краевых частях водонапорных систем, приуроченных к депрессионным зонам, создают то разнообразие в минерализации и составе вод, которое фиксируется в краевых частях этих систем.

В структурах, лишенных галогенных формаций и выполненных континентальными пресноводными отложениями, отмечаются термальные воды с низкой минерализацией — от пресных до слабосолоноватых. Типичны в этом отношении впадины байкальского типа. Во впадинах Сахалина, выполненных морскими отложениями палеогена и неогена нормальной солености, также не встречено рассольных вод.

На состав катионов термальных растворов помимо простого выщелачивания легко растворимых и широко распространенных галоидных солей натрия и калия сильно влияют процессы эпигенеза (катагенеза) водонасыщенных пород, т. е. изменение их минерального состава в результате перекристаллизации с участием поровых растворов. Процессы эпигенеза ведут к обогащению термальных вод глубоких горизонтов катионами кальция и многими рассеянными элементами, в том числе рудными.

В процессе геологического развития пластовых систем отдельные глубокие их части могут выводиться на поверхность или приближаться к поверхности (Мангышлак, Туаркыр, отдельные части вала Карпинского, Терско-Сунженская антиклинальная зона, Токмовский свод, Жигулевские депрессии и др.), что приводит к нарушению ранее протекавших процессов и создает гидродинамические, геотермические и гидрогеохимические аномалии.

Газы, растворенные в термальных водах, характеризуют геохимическую обстановку и историю геологического развития отдельных районов. Так, преобладающее содержание углекислоты среди растворенных газов трещинно-жильных вод встречается лишь в тех районах, где протекали и протекают вулканические процессы плиоцен-четвертичного времени и современные. Углекислота встречается среди растворенных газов в глубоких частях эпигерцинских платформ, поднимаясь по молодым разломам из фундамента. Во всех случаях она имеет термометаморфическое происхождение.

Углеводородные газы, в основном метан, широко развиты в водонапорных системах пластового типа. Насыщенность термальных вод углеводородными газами характеризует ту или иную степень закрытости структур, геотермические условия водонапорных систем и степень угленасыщения и углефикации осадков. Чем выше температура водовмещающих

пластов, чем более угленасыщены осадочные породы, тем выше газонасыщенность системы углеводородными газами. Сопутствующими газами являются уголекислота и азот, накапливающиеся в термальных водах в процессе метаморфизма захороненного углистого вещества, но их количество значительно меньше, чем углеводородных газов.

По мере увеличения глубины пористость и проницаемость коллекторов уменьшаются в результате уплотнения и перекристаллизации обломочных зерен, слагающих породу. Степень уплотнения и перекристаллизация зависят от глубины залегания водовмещающих слоев, т. е. от давления и температуры, а также от возраста пород. При прочих равных условиях чем древнее осадочная порода, слагающая платформенный чехол, тем сильнее она литифицирована. Интегральным показателем указанных процессов является проницаемость: она наименьшая в глубоких частях платформенных областей и, как правило, меньше в докембрийских, чем в эпипалеозойских платформах.

Вследствие литификации глин, их аргиллитизации, проницаемость аргиллитов и контактирующих с ними слоев алевролитов и песчаников, испытывавших, как и аргиллиты, сильное воздействие процессов эпигенеза, сближается.

По мере резкого уменьшения проницаемости и пористости осадочных пород так же резко уменьшается подвижность заключенных в этих породах подземных растворов. В глубоких частях бассейнов латеральная миграция растворов замедляется, а вертикальная — усиливается. В центральных, наиболее глубоких частях водонапорных систем усиливаются диффузионные процессы под воздействием высоких температур, которые способствуют выщелачиванию и рассеиванию вещества пород, перешедшего в раствор.

Изменение пористости и проницаемости пород с глубиной имеет большое практическое значение. С этим связано постепенное уменьшение абсолютного количества термальных вод с глубиной и ухудшение коллекторских свойств водовмещающих пород, в основном водопроницаемости. Как показал анализ коллекторских свойств пород платформенных областей и краевых прогибов, термальные воды в практически значимых количествах можно извлекать при глубине скважин не более 3000 м.

Характеристика закономерностей распространения термальных вод, данные об их температуре, составе и расходах, приведенные в монографии, могут служить основой для постановки и проведения поисково-разведочных работ на термальные воды. Не все термальные воды имеют практическое значение и могут быть использованы с определенным экономическим эффектом. На основе гидрогеотермических и технико-экономических показателей выделен ряд перспективных районов, в пределах которых термальные воды будут иметь (и уже имеют) пароднохозяйственное значение. В пластовых системах к ним относятся значительные части Западно-Сибирской, Скифской и Туранской плит, межгорные впадины: Джаркентская, Рионская, Селенгинская, Сахалинские, отдельные части Западно-Туркменской, Таджикской, Ферганской впадин. Среди систем трещинно-жильного типа перспективны районы Камчатки и Курильских островов, Прибайкалья, Тянь-Шаня и ряд участков складчатых зон Кавказа, Памира, Саян и Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса.

Прогнозные запасы термальных вод пластового типа в пределах указанных перспективных районов определяются в 240—245 м³/сек с температурой от 40 до 100°; трещинно-жильного типа — 12 м³/сек с температурой от 40 до 200°.

Гидрогеотермическая изученность территории СССР еще недостаточна, в связи с чем оценка перспектив отдельных районов и областей СССР и величина прогнозных запасов термальных вод даны в опреде-

ленной степени приближенно и при дальнейшем изучении термальных вод страны, а также при разработке вопросов, касающихся рационального комплексного использования всех их полезных свойств, можно будет расширить перспективные площади.

Основное применение термальные воды смогут найти (и уже находят) для теплоснабжения (отопление, горячее водоснабжение), в бальнеологических целях и для удовлетворения ряда технологических нужд. В отдельных случаях из них могут извлекаться ценные химические продукты. Для производства электроэнергии термальные воды в основном могут быть использованы только в районах современного вулканизма.

В связи с дальнейшим изучением и практическим использованием термальных вод Советского Союза выдвигается ряд проблем, в числе которых можно назвать:

1. Изучение связей геотермических условий отдельных районов с их тектонической активностью.

2. Изучение гидродинамических особенностей глубоких частей водонапорных систем (особенно пластовых), изменений проницаемости пород различного типа и связанных с этим возможных изменений в направлении и интенсивности миграции флюидов. Моделирование этих процессов на физических моделях.

3. Изучение роли и интенсивности диффузионных процессов в различных термодинамических условиях, существующих в пластовых водонапорных системах, выполненных породами различного фациального состава (от эвапоритов до пресноводных).

4. Изучение влияния катагенетических преобразований осадочных пород на состав термальных вод с количественной оценкой перехода различных компонентов пород в подземный раствор.

5. Изучение изотопного состава термальных вод в связи с определением их абсолютного возраста.

6. Составление гидродинамических и гидрогеохимических моделей отдельных артезианских бассейнов или их крупных частей в целях оценки прогнозных запасов термальных вод с применением аналоговых машин.

В настоящее время, когда из артезианских бассейнов извлекаются ежегодно сотни миллионов кубометров флюидов (воды, нефти, газа), особенно актуальна задача по моделированию возможных изменений в гидродинамической и геотермической обстановке, которые могут произойти с течением времени, и по разработке мероприятий по более рациональному размещению водозаборов (особенно эксплуатирующих глубокие горизонты) и определению оптимального режима водозаборов с тем, чтобы не истощать катастрофически водные ресурсы глубоких водоносных горизонтов, отдающих запасы, накопленные в течение геологически длительного времени.

- Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 99, 1963.
- Богомолов Г. В., Плотнокова Г. Н., Титова Е. А. Кремнезем в термальных и холодных водах. М., «Наука», 1967.
- Богомолов Г. В., Яншина М. С., Плотнокова Г. Н., Флерова Л. И. Подземные воды центральной и западной частей Русской платформы (палеозой). Минск, Изд-во АН Белорусской ССР, 1962.
- Богородицкий К. Ф. Высокотермальные воды СССР. М., «Наука», 1968.
- Большая советская энциклопедия, изд. 2. Статьи: Вода (т. 8), Минеральные воды (т. 27), Термальные воды (т. 42).
- Бочеввер Ф. М. Гидрогеологические расчеты крупных водозаборов подземных вод и водопонижительных установок. М., Стройиздат, 1963.
- Бочеввер Ф. М., Гармонов И. В., Лебедев А. В., Шестаков В. М. Основы гидрогеологических расчетов. М., «Недра», 1965.
- Бруевич С. В. Влажность грунтов Каспийского моря.— Докл. АН СССР, 1945, т. 47, № 4.
- Валляшко М. Г. Единство природных вод и некоторые вопросы их геохимии. В кн.: Генезис минеральных и термальных вод. М., «Наука», 1968.
- Василенко В. К. Зайсанская впадина. В кн.: Очерки по геологии СССР, т. I (Труды ВНИГРИ, нов. серия, вып. 96). Л., Гостехиздат, 1956.
- Вернадский В. И. История природных вод, т. 4, кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Виноградов А. П. Рассеянные химические элементы в подземных водах разного происхождения. (О значении коэффициентов пропорциональности).— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. I, 1948.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Первое чтение. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Вистелиус А. Б., Коробков И. А., Романова М. А. и Селинович В. В. К вопросу о росте нижней части красноцветной толщи п-ва Челекен.— Докл. АН СССР, 1955, т. 105, № 4.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман Е. Г. Структура фундамента Туранской плиты.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1964, т. 39, вып. 6.
- Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР.— Труды совещ. курортных ин-тов по гидрог. мин. вод в Центр. ин-те курортологии, 1958. М., Медгиз, 1960.
- Вуклович М. П. Термодинамические свойства воды и водяного пара. Изд. 6. М., Машгиз, 1958.
- Гавлина Г. В. Гидрогеологические и геотермические условия Минусинского межгорного прогиба.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 39, 1962.
- Гавриленко Е. С., Щепак В. М. Термальные воды западных областей УССР. Изв. высш. уч. завед., серия геология и разведка, 1967а, № 11.
- Генезис нефти и газа. (Докл., представленные на Всес. совещ. по генезису нефти и газа). М., «Недра», 1967.
- Геологический словарь, т. 2. М., Гостехиздат, 1955.
- Геологическое строение и нефтегазоносность Мангышлака (под ред. Н. А. Калинин).— Труды ВНИИГРИ, вып. 218, 1963.
- Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР, т. I, Средняя Азия, под ред. А. А. Бакирова. М., Гостехиздат, 1963.
- Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР, т. II, Предкавказье, под ред. А. А. Бакирова. М., «Недра», 1964.
- Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности (под ред. Д. В. Дробышева и В. П. Казаринова).— Труды ВНИИГРИ, вып. 114, 1958.
- Геоморфология дна Байкала и его берегов (под ред. Н. А. Флоренсова). М., «Наука», 1964.
- Геотермические исследования (под ред. Е. А. Любимовой). М., «Наука», 1964.
- Геотермические исследования и использование тепла Земли.— Труды Второго совещ. по геотерм. исслед. в СССР. М., «Наука», 1966.
- Гидрогеологическая карта СССР. Масштаб 1:2 500 000. Объяснительная записка. Сост. под руковод. И. К. Зайцева, ред. Н. А. Маринов и Н. И. Толстихин. Л., Гостехиздат, 1961.
- Гидрогеология газоносных районов Советского Союза, кн. вторая (под ред. В. Н. Корценштейна и А. Л. Козлова).— Труды ВНИИГАЗа, вып. 22(30), 1964.
- Гидрогеотермические условия верхних частей земной коры.— В сб. под ред. Ф. А. Макаренко и Б. Ф. Маврицкого. М., «Наука», 1964.
- Гольдберг В. М. и Язвин Л. С. Методические указания по оценке эксплуатационных запасов подземных термальных вод. М., изд. ВСЕГИНГЕО, 1966.
- Девяткин В. Н., Кутасов И. М. Результат теоретических и экспериментальных исследований процесса восстановления температурного поля глубоких скважин, пройденных в мерзлых породах.— В кн.: «Материалы VIII Всесоюзного межведомственного совещания по геокриологии (мерзлотоведению)», вып. 4. Якутск, 1966.

- Денисов Н. Я. Структурно-механические свойства глинистых пород и их изменения.— Докл. АН СССР, 1948, т. 60, вып. 7.
- Джибути С. С. Геотермические условия подземных вод Западно-Туркменского нефтегазоносного бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Думанский С. Г., Кульчицкий Д. И. Геотермическая характеристика нефтяных и газовых месторождений Предкарпатского прогиба и применение геотермического метода разведки для поисков глубинных структур. В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., «Наука», 1967.
- Дуров С. А. Геометрический метод в гидрохимии. Ростов, 1959.
- Дьяконов Д. И. Геотермия в нефтяной геологии. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Ефимов А. И. Температура многолетнемерзлых пород в окрестностях пос. Мирный (Якутская АССР).— В сб.: Современные вопросы геокриологии. М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Ефимов А. И., Соловьев П. А. Геотермическая ступень в районе Амга — поселок Покровка Якутской АССР.— В сб.: Исследования вечной мерзлоты в Якутской республике, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Жеваго В. С. Казахская ССР.— В кн.: Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Жеваго В. С. О геотермических исследованиях в Казахстане и использовании термальных вод.— В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., «Наука», 1967.
- Зайцев И. К. Некоторые закономерности распространения и формирования подземных рассолов на территории СССР.— Бюлл. ВСЕГЕИ, 1959, вып. 1.
- Зайцев И. С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964.
- Зайцев И. К., Гуревич М. С. и Белякова Е. Е. Гидрохимическая карта Сибири и Дальнего Востока (Объяснительная записка).— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 3а, 1956.
- Затонацкая Н. П. Поровые воды глинистых пород и их роль в формировании подземных вод. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Зеленкевич А. А. Перспективы использования глубинного тепла Земли на территории Северо-Востока СССР.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 16, 1963.
- Зеленов К. К. Перемещение и накопление железа и алюминия в вулканических областях Тихого океана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 8.
- Зорькин Л. М., Юрин Г. А. О гидрохимии пластовых вод пермотриасовых отложений Северного Прикаспия (в связи с оценкой перспектив газонефтеносности).— В сб.: Нефтегазовая геология и геофизика. Вып. 6. М., ЦНИИТЭ Нефтегаз, 1965.
- Иванов В. В. Основные стадии гидротермальной деятельности вулканов Камчатки и Курильских островов и связанные с ними типы термальных вод.— Геохимия, 1958, № 5.
- Иванов В. В. О происхождении и классификации современных гидротерм.— Геохимия, 1960, № 5.
- Иванов В. В. Основные геологические условия и геохимические процессы формирования термальных вод областей современного вулканизма.— Труды Лабор. вулкан. АН СССР, вып. 19, 1961.
- Иванов А. А. и Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР.— Труды ВСЕГЕИ, т. 35. М., Гостеолтехиздат, 1960.
- Иванов В. В., Невраев Г. А. Классификация подземных минеральных вод.— Труды Центр. ин-та курортологии и физиотерапии. Очерки по мин. водам СССР, вып. 1, 1964.
- Иванов В. В., Овчинников А. М., Яроцкий Л. А. Карта подземных минеральных вод СССР. Масштаб 1:7 500 000. (Пояснительная записка). М., Гостеолтехиздат, 1960.
- Иванович Н. К. Зональность, формирование и деятельность подземных вод в связи с развитием геоструктуры.— В сб.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, вып. 13. М., ВСЕГИНГЕО, Гостеоиздат, 1950.
- Калабин А. И. Минеральные источники Северо-Востока СССР, Труды ВНИИ-1, т. XVIII. Магадан, 1959.
- Калинко М. К. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины.— Труды Ин-та геол. Арктики, т. 104. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Каменский Г. Н. Вопросы формирования подземных вод.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 16, 1958.
- Каримов А. К. О вероятных количествах углеводородов, выделяющихся при карбонизации захороненного органического вещества.— Геология нефти и газа, 1964, № 12.
- Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Карцев А. А. и Вагин С. Б. Палеогидрогеологические исследования при изучении формирования нефтегазовых скоплений (на примере мезозойских отложений Предкавказья).— Сов. геол., 1962, № 8.

- Кашкай М. А. Районирование Азербайджана по тепловому режиму.— В сб.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Кашкай М. А., Алиев С. А., Тагиев И. И. Гипотермальная зона Масаллы—Ленкорань—Астара.— Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле, 1968, № 3.
- Керимов А. А., Халимов Э. А., Разживина Л. А. Извержение грязевого вулкана Отман-Боздаг.— Изв. высш. уч. завед., серия нефть и газ, 1966, № 4.
- Кириухин В. А. Основные черты гидрогеологии артезианских бассейнов Дальнего Востока.— В кн.: Записки Ленинградского горного института, 1962, т. 44, вып. 2.
- Кириухин В. А., Резников А. А. Новые данные по химическому составу азотных терм юга Дальнего Востока.— В сб.: Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, СО АН СССР, 1962.
- Киссин И. Г. Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. М., «Наука», 1964.
- Климентов П. П. Методика гидрогеологических исследований. М., Гостеолтехиздат, 1961.
- Климовский И. В., Устинова З. Г. Об особенностях температурного режима многолетнемерзлых пород района кимберлитовой трубки Удачная. В сб.: Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Клубов А. А. Тенгизская впадина.— В кн. Очерки по геологии СССР, т. 7 (Труды ВНИГРИ, нов. серия, вып. 96). Л., Гостоптехиздат, 1956.
- Колодий В. В. Гидродинамические и палеогидрогеологические условия плиоценовых отложений Западно-Туркменской впадины.— Сов. геол., 1966, № 2.
- Колодий В. В., Соколов И. В., Соколовский Л. Г., Борзасеков В. Ф. Геотермическая характеристика нефтегазоносных районов Туркменистана.— Изв. АН ТССР, серия ФТХиГ, 1964, № 2.
- Кононов В. И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М., «Наука», 1965.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.— Труды Геолог. ин-та АН СССР, вып. 121, 1965.
- Корценштейн В. Н. Гидрогеология газоносной провинции Центрального Предкавказья. М., Гостоптехиздат, 1960.
- Корценштейн В. Н. К вопросу о происхождении углекислоты в газовых залежах нижнего мела Западного Предкавказья.— Докл. АН СССР, 1963а, т. 152, № 2.
- Корценштейн В. Н. Основные особенности водонапорной системы мезозойских отложений Предкавказья.— Докл. АН СССР, 1963б, т. 152, № 3.
- Корценштейн В. Н. Гидрогеология Бухаро-Хивинской газонефтеносной области.— Труды ВНИИГАЗа, вып. 20/28. Л., «Недра», 1964а.
- Корценштейн В. Н. Глубинный геотермический режим Южно-Мангышлакского прогиба.— Докл. АН СССР, 1964б, т. 159, № 2.
- Корценштейн В. Н. Глубинный геотермический режим Предкавказья.— Докл. АН СССР, 1964в, т. 154, № 6.
- Корценштейн В. Н. Об азональных глубинных подземных водах юрских отложений Южного Мангышлака.— Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 1.
- Коссовская А. Г., Шугов В. Д. Факторы, определяющие минеральный состав глинистых пород в платформенных и геосинклинальных областях.— В кн.: Материалы по геологии, минералогии и использованию глины СССР. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Коссовская А. Г., Шугов В. Д., Муравьев В. И. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхояня и Вилюйской впадины. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Котов В. С. Термальные воды Кавказа и Закавказья. Краснодарский край. В кн.: Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Кравцов А. И. Геологические условия газоносности угольных, рудных и нерудных месторождений полезных ископаемых. М., «Недра», 1968.
- Крайнов С. Р. О геохимии фтора, вольфрама и германия в азотных термальных водах кристаллических пород.— Геохимия, 1965, № 11.
- Крайнов С. Р. Геохимия германия в углекислых термальных водах (на примере Памира и Большого Кавказа).— Геохимия, 1967, № 3.
- Крайнов С. Р., Волков Г. А., Королькова М. Х. Особенности распространения и формы миграции микроэлементов (Zn, Cu, Hg, Li, Rb, Cs, As, Ge) в углекислых водах Эльбурского вулканического района. Геохимия, 1966, № 2.
- Крайнов С. Р., Петрова Н. Г. Микроэлементы минеральных вод Памира. Геохимия, 1962, № 4.
- Красинцева В. В. Процессы накопления йода в осадочных породах и условия перехода его в раствор.— Автореф. канд. дисс. М., 1950.
- Красинцева В. В. О геохимии хлора и брома.— Геохимия, 1964, № 2.
- Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 37. 1960.
- Краускопф К. Б. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования.— В сб.: Геохимия литогенеза, ИЛ, 1963.
- Кротова В. А. Волго-Уральская нефтеносная область. Гидрогеология.— Труды ВНИИГРИ, нов. серия, вып. 94, 1958.

- Кротова В. А.* Гидрогеологические факторы формирования нефтяных месторождений (на примере Предуралья). Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Курорты СССР. М., Медгиз, 1951.
- Ланге О. К.* Основы гидрогеологии. Изд-во МГУ, 1950.
- Лапухов А. С.* О диффузионном переносе вещества в трещинных полостях и сквозь межзерновое пространство водонасыщенных горных пород.— Геол. и геоф., 1966, № 12.
- Лебедев В. И.* Седиментационно-диагенетическая теория образования хлоридных кальциевых вод. В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых подземных вод. М., ВСЕГИНГЕО, 1968.
- Левин Б. Ю., Маева С. В.* О термической истории Земли.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1960, № 2.
- Линецкий В. Ф.* Миграция нефти и формирование ее залежей.— Киев, «Наукова думка», 1965.
- Липацкова Е. Н.* Термальные воды Волго-Донского региона.— Докл. АН СССР, 1967, т. 172, № 6.
- Ломоносов И. С. и Лысак С. В.* Термальные воды Сибирской платформы и ее горно-складчатого обрамления.— Сов. геол., 1967, № 5.
- Ломтадзе В. Д.* Роль процессов уплотнения глинистых осадков в формировании подземных вод.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 16, 1958.
- Лысак С. В.* Геотермическое районирование южной части Восточной Сибири.— В кн.: Материалы 4-го совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск—Владивосток, 1964.
- Лысак С. В.* Термальные воды Юго-Восточной Сибири. В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., «Наука», 1967.
- Любимова Е. А.* О температурном градиенте в верхних слоях Земли и возможности объяснения слоя пониженных скоростей.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 12.
- Любимова Е. А.* Исследования по термике Земли. Автореф. докт. дисс. М., 1966.
- Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968.
- Любомиров Б. Н.* Постседиментационные изменения пород как фактор, определяющий направленность процесса формирования солевого состава вод в зоне затрудненного водообмена.— Сов. геол., 1965, № 5.
- Любомиров Б. Н.* Воды нефтяных и газовых месторождений Тимано-Печорского региона. В кн.: Гидрогеология нефтеносных провинций Урало-Поволжья. М., «Недра», 1967.
- Маверицкий В. Ф.* Краткий анализ температурных измерений в скважинах Западной Сибири.— Разведка и охрана недр, 1959, № 11.
- Маверицкий В. Ф.* Геотермическая зональность Западно-Сибирского артезианского бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 3.
- Маверицкий В. Ф.* Западно-Сибирский артезианский бассейн (Гидрогеология, геотермия и палеогидрогеология).— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 39, 1962.
- Маверицкий В. Ф.* Классификация подземных вод по температурному признаку. В сб.: Вопросы геохимии подземных вод. Труды ВСЕГИНГЕО, новая сер., вып. 9. М., «Недра», 1964.
- Маверицкий В. Ф.* Природные условия формирования термальных вод и их месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 6.
- Маверицкий В. Ф.* Некоторые вопросы формирования термальных вод и перспективы их использования.— Сов. геол., 1967, № 11.
- Маверицкий В. Ф.* Принципы и методы составления карт термальных вод.— В кн.: Труды научно-технического совещания по гидрогеологии и инженерной геологии, вып. II. М., «Недра», 1968.
- Маверицкий В. Ф. и Антоненко Г. К.* Опыт исследований, разведки и использования термальных вод в СССР и за рубежом. М., «Недра», 1967.
- Макаренко Ф. А.* Геотермические условия района Кавказских минеральных вод.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. I, 1948.
- Макаренко Ф. А.* Горячие подземные воды, их распространение и перспективы практического использования.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1958а, т. 33, вып. 2.
- Макаренко Ф. А.* Некоторые вопросы учения о зональности подземных вод.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 16, 1958б.
- Макаренко Ф. А.* Некоторые общие закономерности формирования термальных вод и их распределение на территории СССР.— В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1961а.
- Макаренко Ф. А.* Геотермическое изучение и районирование подземных вод Кавказа.— В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1961б.
- Макаренко Ф. А.* Карта распределения температуры в основании платформенного осадочного чехла территории СССР.— В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., «Наука», 1967.
- Макаренко Ф. А., Маверицкий В. Ф.* Термальные и перегретые воды СССР.— Сов. геол., 1963, № 8.

- Макаренко Ф. А., Маврицкий Б. Ф. Гидрогеотермическое картирование и его роль в изучении подземной гидросферы.— В сб.: Гидрогеотермические условия верхних частей земной коры. М., «Наука», 1964.
- Мартишин Е. К. О приуроченности парогидротермальных проявлений на острове Кунашир к разрывным нарушениям.— Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, 1956, № 24.
- Мартишин Е. К. Выходы пара на острове Кунашир (Горячий Пляж).— Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, 1959, № 28.
- Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых подземных вод. М., Изд. ВСЕГИНГЕО, 1968.
- Мельников П. И. Итоги геокриологических, гидрогеологических и инженерно-геологических исследований в Центральной и Южной Якутии. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Методические указания по составлению гидрогеологических карт масштабов 1:1 000 000—1:500 000 и 1:200 000—1:100 000. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Методические указания по составлению карт распространения термальных вод на территории СССР (масштаб 1:2 500 000 и 1:1 500 000). М., Изд. ВСЕГИНГЕО, 1964.
- Методическое руководство по гидрогеологическим, гидрохимическим и микробиологическим исследованиям для оценки нефтегазоносности недр, под ред. А. И. Силина-Бекчурина, Л. А. Гуляевой и Г. А. Могилевского. М., Госоптехиздат, 1961.
- Мехтиев Ш. Ф., Мирза-Джанзаде А. Х., Алиев С. А., Багбанлы Э. А., Мотяков В. И. Тепловой режим нефтяных и газовых месторождений. Баку, Азерб. изд-во нефтяной и научно-техн. лит., 1960.
- Минеральные воды южной части Восточной Сибири, т. I. Гидрогеология минеральных вод и их народнохозяйственное значение.— Сб. под ред. В. Г. Ткачук и Н. И. Толстихина. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Минеральные воды южной части Восточной Сибири, т. II. Минеральные источники, скважины, вскрывающие минеральные воды, и минеральные озера (каталог), под ред. Н. А. Власова, В. Г. Ткачук, Н. И. Толстихина. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавий А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника Предкавказья. М., Госоптехиздат, 1963.
- Митропольский А. С., Онищенко В. А. О новейших тектонических движениях.— Геол. и геофиз., 1964, № 12.
- Мухин Ю. В. Процессы уплотнения глинистых осадков. М., «Недра», 1965.
- Мышкин Л. П. Йодо-бромные воды Предкарпатского прогиба.— Сов. геол., 1962, № 7.
- Мятев А. Н. Напорный комплекс подземных вод и колодцы.— Изв. АН СССР, Отд. техн. наук, 1947, № 2.
- Набоко С. И. Вулканические экзальции и продукты их реакций.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 16, 1959.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Найденова В. И., Поляк Б. Г. О геотермических условиях Волго-Уральской провинции.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 42, 1961.
- Невраев Г. А. и Иванов В. В. О порядке наименования (обозначения) лечебных минеральных вод.— Информационно-методические материалы по вопросам гидрогеологии и бальнеотехники лечебных вод и грязей, вып. 4. Центр. ин-т курортологии и физиотерапии. М., 1961.
- Некрасов И. А. Новое в геокриологии Станового нагорья и Витимского плоскогорья.— В кн.: Материалы VIII Всес. межвед. совещ. по геокриологии (мерзловедению), вып. 3, 1966.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Объяснительная записка к гидрохимической карте СССР в масштабе 1:5 000 000. Под ред. И. К. Зайцева. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Овчинников А. М. О гидротермальном режиме земной коры.— Докл. АН СССР, 1947, т. III, № 7.
- Овчинников А. М. Гидрогеологический очерк района Кавказских минеральных вод.— В сб.: Памяти акад. А. Д. Архангельского, Изд-во АН СССР, 1951.
- Овчинников А. М. Основы гидрогеологии минеральных вод.— В кн.: Основы курортологии. М., Медгиз, 1956.
- Овчинников А. М. Гидрогеологические условия гидротермальных процессов.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1957, т. XXXII, вып. 5.
- Овчинников А. М. Закономерности распространения и формирования углекислых гидротерм.— В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Овчинников А. М. Минеральные воды, изд. 2. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Органическое вещество подземных вод и его значение для нефтяной геологии, Изд. ВНИИОЭНГ. М., 1968.

- Основы геокриологии (мерзотоведения), ч. I. Общая геокриология, под ред. П. Ф. Швецова и Б. Н. Достовалова. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Островский Л. А. Охрана подземных вод Кызылкумов.—Разведка и охрана недр, 1963, № 10.
- Очерки по геологии СССР (по материалам опорного бурения), т. I.—Труды ВНИГРИ, нов. серия, вып. 96, 1956.
- Очерки по геологии СССР (по материалам опорного бурения), т. II.—Труды ВНИГРИ, нов. серия, вып. 101, 1957.
- Панченко В. Е. Геологическое строение и перспективы нефтегазопосности юго-запада Украины и Молдавии. Киев, «Наукова думка», 1956.
- Паужетские горячие воды на Камчатке.—В сб. под ред. Б. И. Пийпа. М., «Наука», 1965.
- Пероззо Г. Н. Об эпигенетических изменениях в терригенных породах мезозоя центральной части Западно-Сибирской низменности.—Труды Сиб. НИИ геол., геофиз. и минерального сырья, вып. 17, 1961.
- Петров А. А. Строение нефтяных углеводородов и проблема происхождения нефти. В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967.
- Пиннекер Е. В. и Ломоносов И. С. Концентрированные рассолы Сибирской платформы и их аналоги в Азии, Европе, Африке и Америке.—Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 10.
- Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М., «Наука», 1966.
- Плотников Н. А. Подземные йодо-бромные воды и их месторождения.—Труды Моск. геол.-развед. ин-та, т. 25, 1959.
- Плотников Н. И. Поиск и разведка пресных вод для целей крупного водоснабжения. Изд-во МГУ, 1965.
- Покровский В. А. Геотермические особенности основных геолого-структурных элементов на территории Европейской части СССР.—В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод СССР. М., «Наука», 1967.
- Поляк Б. Г. О геотермическом градиенте Русской платформы.—Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 42, 1961.
- Поляк Б. Г. Геотермические особенности области современного вулканизма (на примере Камчатки). М., «Наука», 1966.
- Посохов Е. В. Термальные источники Восточного Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1947.
- Приклонский В. А. Основные вопросы экспериментальных исследований при изучении формирования подземных вод.—Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 16, 1958.
- Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли.—Труды Первого всес. совещ. по геотерм. исследованиям, т. I, 1959; т. II, 1961.
- Проблемы гидрогеологии.—Докл. к Собранию междунар. ассоц. гидрогеологов. (Под ред. О. К. Ланге, Г. Б. Богомолова и др.). М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Проблемы происхождения нефти. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Проводников Л. Я. Карта тектонического районирования, вещественного состава и современного рельефа доюрского фундамента и структурно-тектоническая карта Западно-Сибирской плиты (по геофизическим данным), масштаб 1:5 000 000 и краткая объяснительная записка. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Прокопенко Н. М. Термальные источники среднего и восточного Тянь-Шаня.—В кн.: Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня, ч. 1, вып. 30. Л., Изд-во АН СССР, 1930.
- Пуцаровский Ю. М. Объяснительная записка к тектонической карте Арктики.—Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 9.
- Пуцаровский Ю. М. О тектонике Сахалина.—Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 12.
- Пэк А. А. О динамике ювенильных растворов. М., «Наука», 1968.
- Равдоникас О. В. Основные итоги гидрогеологических исследований нефтеносных районов севера Западной Сибири.—Труды Ин-та геол. Арктики, т. 129, 1962.
- Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР.—Труды Второго совещ. по геотерм. исслед. в СССР. М., «Наука», 1967.
- Ремеев О. А., Островская К. В. Крупнейшее в мире Уренгойское месторождение газа.—Геология нефти и газа, 1968, № 9.
- Розин А. А. Термальные воды Среднего Приобья.—Вестник Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр. Томск, 1958, № 1.
- Розин А. А. Геотермальная характеристика мезозойских отложений южной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности.—Вестник Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр. Томск, 1963, № 2.
- Романкевич Е. А. Органическое вещество в колонках донных отложений северо-западной части Тихого океана.—Докл. АН СССР, 1957, т. 116, № 3.
- Романюк А. Ф. Условия формирования подземных вод Предкарпатья.—Труды Укр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 4. Киев, «Недра», 1963а.
- Романюк А. Ф. Формирование химического состава подземных вод нефтяных и газовых месторождений Предкарпатья.—Труды Укр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 5. Киев, «Недра», 1963б.

- Рыжков О. А. Тектоника и нефтегазоносность мезо- и кайнозоя Узбекистана. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1962.
- Самойлов О. Я., Соколов Д. С. Связь вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод с особенностями теплового движения молекул воды и ионов в растворах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 9.
- Семенович В. В., Соколовский Л. Г. О зональности пластовых вод Туркмении.— Изв. АН ТССР, серия ФТХиГ, 1964, № 6.
- Семенченко В. К., Баскаков В. Б. О закритической области воды.— Ж. физ. химии, 1965, т. 39, № 12.
- Сердюк Я. Я. Минеральные воды Памира.— Автореф. канд. дисс. Душанбе, 1965.
- Силин-Бекчурин А. И. Формирование подземных вод северо-востока Русской платформы и западного склона Урала.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 4, 1949.
- Славянов Н. Н., Грюше П. А., Машковцев С. Ф., Карстенс Э. Э., Сарычева Т. Г., Лидин Ф. А., Макаренко Ф. А. и др. Термы и газы Тянь-Шаня. М., Изд-во АН СССР, 1938.
- Словарь по гидрогеологии и инженерной геологии. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Смирнов С. И. К вопросу о фильтрационном эффекте.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 10.
- Смирнов С. И. О происхождении солености грунтовых вод Центральных Кара-Кумов.— Докл. АН СССР, 1966, т. 167, № 2.
- Смирнов С. И. Рудоносный ли флюид был вскрыт глубокой скважиной в долине Империял, Южная Калифорния? — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1967, т. XLII(3).
- Смирнов С. И. Геохимическая история седиментационных вод морского генезиса.— Сов. геология, 1968, № 11.
- Смирнов Я. В. Исследования генетических связей теплового поля со строением и развитием земной коры.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 1.
- Смирнов Я. В. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии.— Геотектоника, 1968, № 6.
- Смит Ф. Г. Обзор физико-химических свойств надкритических флюидов.— В сб.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. ИЛ, 1954.
- Соболевская В. Н. Строение фундамента восточной окраины Западно-Сибирской плиты в связи с ее общим тектоническим районированием.— В кн.: Тектоника Сибири, т. II. Новосибирск, Изд. СО АН СССР, 1963.
- Соколов В. А. Геохимия газов земной коры и атмосферы. М., «Недра», 1966.
- Стадник Е. В. Тепловой режим подземных вод кряжа Карпинского.— Труды ВНИИГАЗа, вып. 22(30), 1964.
- Стадник Е. В. Тепловой режим палеозойской водонапорной системы Нижнего Поволжья.— Сов. геол., 1967, № 1.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I. Типы литогенеза и их размещение на поверхности земли. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.
- Сулин В. А. Воды нефтяных месторождений в системе природных вод. М., Гостоптехиздат, 1948.
- Сухарев Г. М., Тарануха Ю. К., Власова С. П. Геотермические особенности нефтяных и газовых месторождений Кавказа.— Сов. геол., 1963, № 12.
- Сягаев Н. А. Сравнительная тектоника мезозойских прогибов севера Центральной Сибири. Изд-во МГУ, 1962.
- Тектоника Евразии. (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1 : 5 000 000). Под ред. А. Л. Яншина. М., «Наука», 1966.
- Тектоника Европы. (Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы. М-б 1 : 2 500 000). Под ред. А. А. Богданова, М. В. Муратова, Н. С. Шатского. М., «Наука», 1964.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в м-бе 1 : 5 000 000, под ред. Н. С. Шатского. Объяснительная записка под ред. А. Л. Яншина. М., Гостеолтехиздат, 1957.
- Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования.— Сб. под ред. Ф. А. Макаренко. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Тильман С. М. Тектоника и история развития северо-восточного Приколымья.— Труды Сев.-Вост. комплекс. НИИ, вып. I. Магадан, изд. СО АН СССР, 1962.
- Тихонов А. Н. и Дворов И. М. Развитие геотермических исследований в СССР.— Вестник АН СССР, 1965, № 10.
- Ткачук В. Г., Яснитская Н. В. Минеральные воды Бурятии и перспективы их использования в лечебных и хозяйственных целях.— В кн.: Материалы Бурятского регионального совещания по развитию производительных сил Восточной Сибири. Улан-Уде, 1959.
- Толстихин Н. И. Провинции минеральных вод СССР.— Проблемы современной геологии, 1938, № 3.
- Толстихин Н. И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы. М., Гостеоллиздат, 1941.

- Толстихин Н. И.* Климатическая зональность артезианских вод (на примере СССР). В кн.: Записки Ленинградского горного ин-та, т. 29, вып. 2, 1953.
- Торгованова В. Б., Дуброва Н. В., Кругликов Н. М., Лозовский М. Р., Помарначкий М. А.* Воды и газы палеозойских и мезозойских отложений Западной Сибири.— Труды ВНИГРИ, вып. 159, 1960.
- Тлостов Б. А.* Начальные пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. М., Гостоптехиздат, 1960.
- Уайт Д. Е.* Термальные воды вулканического происхождения. В сб.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965.
- Условия осадконакопления и геохимическая характеристика мезокайнозойских отложений западных районов Средней Азии, под ред. Г. Х. Дикенштейна. М., «Недра», 1964.
- Уэллер Дж. М.* Уплотнение осадков. В сб.: Проблемы нефтяной геологии в освещении зарубежных ученых. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Флоренсов Н. А.* О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области.— Геол. и геофиз., 1960, № 1.
- Хитаров Н. И.* Хлориды натрия и кальция как возможный источник возникновения кислых сред в глубинных условиях.— Докл. АН СССР, 1954, т. 94, вып. 3.
- Хитаров Н. И.* О соотношениях между водой и магматическим расплавом.— Геохимия, 1960, № 7.
- Хитаров Н. И.* Вопросы формирования гидротермальных растворов.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 19, 1961.
- Хребтов А. И.* Геотермические условия и термальные воды Центрального Предкавказья. М., «Наука», 1965.
- Цитенко Н. Д.* Воды Дагинских горячих ключей на о-ве Сахалин.— Труды ВНИГРИ, вып. 181, 1961.
- Чарыгин М. М., Васильев Ю. М., Каламбаров Л. В., Мильничук В. С., Скворцов И. И.* Закономерности распределения нефти и газа в Прикаспийской впадине. М., «Недра», 1964.
- Шаголянц С. А.* Подземные воды центральной и восточной частей Северного Кавказа и условия их формирования. М., Гостеолтехиздат, 1959.
- Шипулин Ф. К.* К теории процессов контактного метаморфизма.— Геология руд. месторожд., 1960, № 3.
- Шишкина О. В.* Типы вод, формирующихся в морских осадках в процессе диагенеза.— В кн.: «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Штейн М. М.* Оценка ресурсов подземных термальных вод о. Сахалина и перспективы их использования как источника тепла.— Труды СахКНИИ, вып. 12. Геология и геофизика, 1962.
- Штернберг А. А.* Состояние воды в надкритической области в связи с проблемами глубинного минералообразования.— Геология руд. месторожд., 1962, № 5.
- Шур А. С., Елкина Н. Т.* Некоторые особенности формирования ультра- и микропор в горных породах и минералах при гидротермальном метасоматозе.— Геол. и геофиз., 1967, № 7.
- Щербаков А. В.* Основные закономерности распределения и формирования минерализованных вод Западной Туркмении.— В сб. Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, вып. 14. М., Гостеолтехиздат, 1956.
- Щербаков А. В.* Гидрогеохимические карты. Принципы и методы их составления.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 45, 1962.
- Щербаков А. В.* Высокотермальные воды Юго-Восточного Прикаспия и геологические условия их формирования. В сб.: Гидрогеотермические условия верхних частей земной коры. М., «Наука», 1964.
- Щербаков А. В.* Геохимия термальных вод. М., «Наука», 1968.
- Якуцени В. П.* Гидрогеология юго-востока Прикаспийской впадины в связи с нефтегазовосностью.— Труды ВНИГРИ, вып. 167, 1961.
- Янишин А. Л.* Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, 1965, № 5.
- Яроцкий Л. А.* Основные закономерности образования сероводородных вод.— В сб.: Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. М. Изд. Центральным институтом курортологии и физиотерапии Минздрава СССР, 1960.
- Dickinson D.* Geological aspects of abnormal reservoir pressures in Gulf Coast, Louisiana. BAAPG, 1953, v. 38, N 2.
- Elizondo I. R.* Prospection of geothermal fields and investigation necessary to evaluate their capacity. United Nations Conference on New Sources of Energy. (General report). Rome, Agenda item II A1, E/Conf., 35/gr/3 (G), 1961.
- Gussow W. C.* Time of migration of oil and gas.— Bull. Amer. Assoc. Petrol Geol., 1955, v. 39, N 5.
- Kaufman A.* Geothermal power; an economic evaluation. Washington, U. S. Dept of the Interior, Bureau of Mines, 1964.
- Smith I. K.* Harnessing of geothermal energy and geothermal electricity production. United Nations Conference on New Sources of Energy. (General report). Rome, Agenda item II A2, E/Conf., 35/gr/4 (G), 1961.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Закономерности распространения термальных вод на территории СССР . . .	7
Классификация подземных вод по температурному признаку	7
Области и районы распространения термальных вод на территории СССР . .	10
Термальные воды складчатых (геосинклинальных) областей	13
Термальные воды области кайнозойской (камчатской) складчатости	13
Термальные воды Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса . .	30
Термальные воды области кайнозойской (альпийской) складчатости	33
Термальные воды области мезозойской складчатости	58
Термальные воды области герцинской складчатости	63
Термальные воды области каледонской складчатости	90
Термальные воды области байкальской складчатости	94
Термальные воды платформенных областей	101
Термальные воды эоценовых платформ	101
Термальные воды докембрийских платформ	142
Условия формирования термальных вод	172
Прогнозные запасы и перспективы использования термальных вод	207
Заключение	229
Литература	233

Б. Ф. Маврицкий

**Термальные воды
складчатых и платформенных областей СССР**

Утверждено к печати

*Научным Советом по геотермическим
исследованиям*

Редактор *А. М. Соловьева*

Редактор издательства *Б. С. Шохет*

Художник *В. А. Медников*

Технический редактор *Л. Н. Золотухина*

Сдано в набор 29/IX 1970 г. Подписано к печати 13/IV 1971 г.

Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 1. Т-07209.

Усл. печ. л. 24,15. Уч.-изд. л. 22,7.

Тираж 1000. Тип. зак. 1258. Цена 2 р. 04 к.

Издательство «Наука».

Москва К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука».

Москва Г-99, Шубинский пер., 10

О П Е Ч А Т К И

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
55	20—21 сн.	прорванными	разорванными
111	17 св.	под давлением	под влиянием
161	20 сн.	десятков	десятих
176	Табл. 45, 6 сн.	пигерцинские	эпигерцинские
190	25 сн.	$\frac{C - r \text{ Na}}{r \text{ Mg}}$	$\frac{r \text{ Cl} - r \text{ Na}}{r \text{ Mg}}$
195	2 сн.	отношениях	отложениях
217	23 св.	$\mu = \frac{km}{Q}$	$\mu = \frac{km}{a}$
226	3 сн.	$Q = \frac{4\pi km S}{\ln \frac{2,25at}{\frac{2}{k}}}$	$Q = \frac{4\pi km S}{r_k^2}$
230	17—18 сн.	депрессии	дислокации

Б. Ф. Маврицкий.