

Н. М. Фролов

ГИДРО-
ГЕО-
ТЕРМИЯ

Н. М. Фролов

ГИДРОГЕОТЕРМИЯ

*ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ,
ПЕРЕРАБОТАННОЕ И ДОПОЛНЕННОЕ*



МОСКВА «НЕДРА» 1976

Фролов Н. М. Гидрогеотермия. Изд. 2-е, перераб. и доп. М., «Недра», 1976, 280 с.

В книге рассмотрены основные теоретические и научно-методические проблемы новой ветви науки — гидрогеотермии. Излагаются общие вопросы гидрогеотермии, закономерности изменения температуры недр Земли и тепловых потоков во времени и пространстве, методы решения гидрогеологических задач по геотермическим данным, а также методика поисков и разведки термальных вод. Книга написана с учетом новых фактических данных и теоретических изысканий в области тепло- и массообмена (в том числе с применением ЭВМ), полученных в последние годы в СССР и за рубежом.

Во второе издание книги включен ряд новых разделов; значительно больше места отведено новым методам количественной оценки гидрогеологических параметров по геотермическим данным; получили дальнейшее развитие методы изучения и прогноза режима температуры пород и подземных вод.

Книга рассчитана на гидрогеологов, геологов, геофизиков и географов.

Табл. 97, ил. 66, список лит. — 65 назв.

Ф 20806—551
043(01)—76 68—76

© Издательство «Недра», 1976

Николай Михайлович Фролов

Гидрогеотермия

Редактор издательства *Л. Н. Федорова*

Переплет художника *Ф. Н. Буданова*

Художественный редактор *В. В. Шутъко*

Технический редактор *А. Е. Матвеева*

Корректор *А. П. Стальнова*

Сдано в набор 24/XII 1975 г. Подписано в печать 9/IX 1976 г. Т-16062.
Формат 70 × 90^{1/16}. Бумага кн.-журн. Печ. л. 17,5. Усл. п. л. 20,47.
Уч.-изд. л. 21,68. Тираж 2200 экз. Заказ № 719/5433—2. Цена 2 р. 41 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном
комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книж-
ной торговли. 196006, Ленинград, Московский пр., 91.

«Огромное значение в энергетике земной коры имеют переносы водами тепловой энергии из глубоких слоев земной коры в стратисферу и в биосферу. Должен быть учтен и обратный процесс — перенос холодных масс водных растворов и твердых... их фаз. Это процесс планетного характера...»

В. И. Вернадский

ПРЕДИСЛОВИЕ

Со времени выхода в свет первого издания этой книги (1968 г.) гидрогеотермия получила большее развитие, чем за весь предшествовавший ее появлению период. Это сказалось на содержании нового ее издания, хотя выдвинутые ранее автором основные положения сохранились и лишь развиваются на новом материале. Несмотря на то, что в эти годы, как и прежде, главное внимание уделялось лишь одному из направлений гидрогеотермии — термальным водам как новому источнику энергии, геологи и гидрогеологи начинают все больше понимать важность давно известного в физике фундаментального положения, заключающегося в том, что состояние исследуемой системы определяется тремя главными ее свойствами — давлением, объемом и температурой. Глубокое изучение любого вопроса естествознания без учета хотя бы одного из указанных параметров заранее обречено на неудачу.

Между тем, в общей гидрогеологии как при разработке теоретических проблем, главной из которых продолжает оставаться проблема формирования подземных вод, так и при решении крупных прикладных задач, возникающих при изучении месторождений пресных, минеральных, промышленных и термальных вод, а также различных вопросов нефтяной, мелиоративной и инженерной гидрогеологии, такой всеобъемлющий и вездесущий в природе процесс, каким является обмен энергией (и теплообмен, в частности), далеко не всегда в должной мере и сейчас учитывается. Из огромной армии ученых и практиков, занимающихся изучением закономерностей переноса массы воды и растворенного в ней вещества, лишь единицы проявляют интерес, например к вопросам обмена гидрогеодинамических систем теплом с атмосферой и глубокими недрами Земли. Если подход отдельных исследователей с узко практических позиций как-то еще понятен, то многолетняя практика недооценки при составлении перспективных планов научных исследований в гидрогеологии

целого направления, каким является гидрогеотермия, вызывает тревогу. Речь идет о том, что в силу своей малочисленности, разобщенности и общей слабой разработанности проблемы те, кто занимается вопросами гидрогеотермии, далеко не всегда в состоянии показать упущеные возможности, и гидрогеологи продолжают смотреть на гидрогеотермию в лучшем случае как на метод, пригодный для решения частных задач. Опыт показывает, что даже в чисто практических вопросах, где роль геотемпературного поля выступает порой в особенно острой форме, традиции оказываются сильнее фактов. Если, например, сообщается о снижении под влиянием изменения температуры зимнего расхода инфильтрационного водозaborа в два раза по сравнению с летним или о том, что коэффициент фильтрации пород зоны аэрации, определявшийся наливом в шурф летом, может отличаться от зимних оценок на этом же участке на 50% и больше, то этому сначала не верят, потом удивляются, а затем... забывают. На то, что за счет неучтенных изменений температуры дисперсия в оценке некоторых гидрогеодинамических параметров в зоне горизонтальных температур может превышать допустимую погрешность самого метода, уже привыкли не обращать внимания.

И все же будет несправедливым утверждение об отсутствии перемены в этой области за последние 5–10 лет. Если в первых монографиях по геотермии (Дахнов, Дьяконов, 1952; Дьяконов, 1958) роль подземных вод в термическом режиме земной коры практически не рассматривалась, то в недавно опубликованной «Геотермии» (Череменский, 1972) подземным водам отводится уже столько места, что возникают даже сомнения в наличии соответствия между названием книги и ее содержанием. Остается ли за термином «геотермия» право на существование в свете того, что возник он во времена господства представлений о стерильной модели молекулярного теплообмена в земной коре?

Совсем недавно Н. И. Хитаров (1973), говоря о проблемах развития учения об эндогенных рудных месторождениях, отмечал: «...температура плюс вода (водный раствор) — существенные факторы, способные привести в подвижное состояние рудные элементы и, следовательно, вызвать перемещение, миграцию их к месту последующей концентрации в благоприятных физико-химических условиях». Эти последние факты показывают, что начинает возрасти интерес к проблемам гидрогеотермии.

Основная трудность для автора настоящей работы заключалась в сложности полного охвата проблемы в связи с приуроченностью ее к стыкам многих наук (геофизики, геологии, гидрогеологии, термодинамики, теплофизики, климатологии, океанологии, почвоведения и др.). Известный польский гидрогеолог К. Коляго (Colago, 1969) в рецензии на первое издание книги отмечал, что «Wiekoszność jednak pracy Frolowa ma charakter wyraźnie hydrogeologiczny,

przechodzący od zagadnień teoretycznych do stosowanych w praktyce.^{*} Именно такую задачу автор ставит перед собой и при переиздании книги. Тем не менее, хотя работа «имеет явно гидрогеологический характер», получаемые выводы, являющиеся по существу развитием весьма плодотворных и опередивших на многие годы свое время идей В. И. Вернадского, имеют значение при решении любого вопроса, касающегося земной коры. Главные из этих выводов заключаются в следующем:

- термический режим земной коры нельзя изучать без учета той колоссальной роли, которую играют в нем подземные воды в силу своих исключительных свойств — высокой теплоемкости и подвижности. Эта роль выражается в переносах огромных масс тепла и вещества по разрезу и в плане, что прежде всего приводит к пересмотру существовавших ранее представлений о масштабах влияния инсоляции на термический режим недр Земли, о мощности развития слоев переменных температур, сложившихся под влиянием теории молекулярного теплообмена;
- благодаря наличию методов расчета зависимости между скоростью фильтрации подземных вод и температурной системы порода — вода гидрогеотермические методы исследований могут быть основой при решении многих задач теории и практики в области геологических наук.

Автор надеется, что эта работа ускорит переход от заявлений о необходимости комплексных исследований к практическому их осуществлению и включению в планы научно-исследовательских работ крупных научных проблем с привлечением для их решения теории и методов гидрогеотермии.

В заключение автору хочется с особой признательностью и теплотой отметить помочь своих ближайших сотрудников В. Н. Шкатункина и Т. П. Евсеевой, которые на протяжении многих лет были его верными и постоянными спутниками в ежегодных экспедициях, а также старательными помощниками в обработке материалов.

* «Большая часть работы Фролова, однако, имеет явно гидрогеологический характер, отражающий переход от проблем теоретических к вопросам применения результатов исследований на практике» (Пер. спольского).

ВВЕДЕНИЕ

Гидрогеотермия — наука об обмене теплом в гидрогоеодинамических системах, о закономерностях изменения температуры подземных вод и вмещающих их пород в пространстве и во времени, а также о способах решения геолого-гидрогоеологических задач методами искусственного и естественного геотемпературных полей.

Объектом исследований гидрогеотермии должна быть верхняя подзона гелиотермозоны, мощность которой определяется глубиной распространения подземных вод, влиянием серии климатических циклов от самых коротких суточных до многовековых включительно и мощностью развития стратисферы с разделяющими ее выступами кристаллического фундамента. Хотя имеются данные о возможном присутствии воды в гранитах, базальтах и диоритах (3—7%) на глубинах до 11—26 км при давлениях $(3000—7000) \cdot 10^5$ Па и температурах $700—1000^\circ\text{C}$, а также возможности переноса водных растворов в форме комплексных соединений в надkritических условиях (Хитаров, 1960), роль подземных вод в геотемпературном режиме ощущима, вероятно, только до подошвы артезианских бассейнов, т. е. по существу лишь в самой верхней оболочке Земли, доступной прямым исследованиям с помощью современных скважин, так как эта роль в решающей степени определяется не присутствием воды, а скоростью ее движения. Нижняя (переходная) подзона гелиотермозоны, не содержащая воды в свободном состоянии, глубина залегания подошвы которой, по мнению автора, определяется глубиной проникновения периодических изменений температуры в течение галактического года, должна быть, по-видимому, предметом изучения геотермии.

Развиваемые в работе представления о глубоком воздействии на земную кору поверхностных изменений температуры сами по себе не новы (В. И. Вернадский, 1933 г., 1939 г.). Новым является то, что эти представления приведены в систему на базе изучения и учета гаммы основных поверхностных температурных циклов (от суток до галактического года), а также оценки их влияния на закономерности изменения температуры подземных вод и вмещающих пород в пространстве и во времени в зависимости от геолого-гидрогоеологических особенностей, определяющих формы и масштабы процессов переноса

тепла и вещества в недрах Земли не только молекулярным путем, но и конвекцией. Такой подход позволил получить и принципиально новые выводы: дать первую схему гидрогеотермической зональности по условиям режима, установить три типа гидрогеотермического режима, предложить ряд новых и усовершенствовать некоторые существующие гидрогеотермические методы решения геолого-гидрогеологических задач.

Схема гидрогеотермической зональности по условиям режима в общем виде была рассмотрена в начале шестидесятых годов (Фролов, 1961), а в последующие годы она лишь развивалась и уточнялась (Н. М. Фролов, 1964—1973 гг.). Из работ других авторов, на которые развивающие представления оказали, на наш взгляд, наибольшее влияние, следует назвать недавно опубликованную монографию Г. А. Череменского (1972) и книгу «Геотермия нефтегазоносных областей Азербайджана и Туркмении» (1973), написанную большим коллективом авторов под общей редакцией академика АН Азерб. ССР Ш. Ф. Мехтиева.

Было установлено, что в природе объективно существуют три основных типа гидрогеотермического режима, а не одни, как это считалось ранее. При определенных геолого-гидрогеологических условиях годовые изменения температуры могут иметь место на глубинах, превышающих во много раз глубину залегания «нейтрального слоя». При этом в одних случаях такие изменения продолжаются без затухания на большую глубину от самой поверхности, в связи с чем во много раз увеличивается мощность слоя годовых переменных температур, в других случаях его мощность в области транзита и напора артезианских бассейнов остается неизменной, но сильно возрастает в областях питания водоносных горизонтов и вклинивается в центральные части бассейнов, в связи с чем здесь изменения температуры наблюдаются повторно в нижних этажах, а слой годовых переменных температур разделяется промежуточным слоем или слоями постоянных температур.

На базе новых теоретических представлений о закономерностях формирования режима температуры верхних слоев земной коры удалось разработать ряд новых методов, имеющих в одних случаях узкое прикладное значение (гидрогеодинамическое расчленение разрезов по графикам режима температуры), а в других и более широкое. Одним из них является разработка научно-методических основ картирования геотемпературного поля в зоне влияния инсоляции и составление серии карт от «нейтрального слоя» для территории СССР (м-б 1 : 10 000 000) до глубины 250 м для европейской части СССР (м-б 1 : 8 000 000).

Часть из разработок автора нашла быстрое признание, например, методы картирования в зоне влияния инсоляции и карты «нейтрального слоя». Не прошла бесследно и многолетняя научно-методическая работа по реорганизации службы режима температуры на гидрогеологических станциях Министерства геологии СССР. Внедрение новых методов изучения режима температуры подземных вод проходит особенно быстрыми темпами в последние годы. Уже получены первые, хотя пока и не полные, а также не лишенные недостатков данные о пространственно-временных закономерностях изменений температуры подземных вод и вмещающих пород для отдельных регионов (Сакалаускене, 1968; Просенков, 1972 г.; Шкатункин, 1973; Гогинян, 1975 г.; Погуляев, 1975 г. и др.).

Вместе с тем ряд важных, на взгляд автора, выводов нашел пока слабый отклик среди специалистов. Все еще продолжается путаница в вопросе о характере и мощности развития гелиотермозоны. Довольно значительная группа специалистов, к удивлению и большому сожалению, восприняла введение нового понятия лишь как смену терминов, а не как дальнейшее развитие представлений о закономерностях режима температуры верхних слоев Земли. Даже в такой работе, как «Геотермическая карта СССР в масштабе 1 : 5 000 000 (с объяснительной запиской)» (1972), авторы, говоря о роли инсолиации в геотемпературном режиме, столько напутали в понятиях и терминологии, что это требует специального обсуждения. Здесь же процитируем лишь несколько строк: «Верхняя — гелиотермозона с годовым периодом теплооборота и нижняя — собственно геотермозона...» (с. 22) и далее: «Мощность годового слоя теплооборотов гелиотермозоны...» (с. 22), а на предыдущей странице (21): «Различные циклы влияний солнечной радиации на тепловой режим недр выделяются по глубине их распространения в виде своеобразных гелиотермических зон...»

Говоря о практическом значении гидрогеотермии, следует учитывать прежде всего многоплановость применения результатов исследований в различных направлениях этой области знаний. Так, например, продолжая разговор о геотемпературном режиме, следует отметить, что знание закономерностей температурного режима слоя суточных изменений температуры совершенно необходимо для успешного ведения сельского хозяйства. Выбор оптимальной глубины для закладки газо-, нефте- и водопроводов, различных инженерных сооружений и аппаратуры, чувствительных к изменениям температуры, невозможен без знания режима температуры в самом верхнем слое. При поисках и разведке месторождений термальных вод, нефти и газа, при горных работах и испытаниях в скважинах, а также при решении различных других вопросов геологии, гидрологии, тепловой истории Земли, геокриологии, тектоники, минерало- и рудообразования необходимо знание режима температуры и более глубоких слоев Земли (поясы многолетних и многовековых изменений) как в настоящее время, так и в геологическом прошлом. В то же время для решения некоторых из перечисленных вопросов достаточно знать пространственные закономерности распределения температуры. Однако наиболее важные и интересные возможности связываются все же с изучением режима температуры. О некоторых из них в настоящее время можно высказать лишь предположения. Так, например, представляется реальной возможность наблюдения за состоянием крупных дамб, плотин или оползневых участков с помощью датчиков температуры, внедряемых на участки, где существует потенциальная угроза прорыва вод. О надвигающейся опасности заблаговременно укажут резкие изменения температуры во времени. Наконец, в плане охраны окружающей среды важное значение приобретают вопросы изучения теплового «загрязнения» подземных вод в районах крупных городов и предприятий. Значимость перечисленных вопросов, их актуальность обусловили необходимость созыва первого Всесоюзного совещания по геотермическим методам исследований в гидрогеологии (Москва, май 1975 г.).

Нельзя специально не остановиться также на важном и быстро развивающемся направлении гидрогеотермии, связанном с изучением закономерностей формирования и распространения термальных вод, а также их поисками,

разведкой и оценкой запасов. Как известно, в последние годы проблема энергетического голода начала приобретать вполне реальные формы. По данным Всемирной энергетической конференции ООН, мировые эксплуатационные запасы ископаемого топлива (уголь, нефть, газ, торф) составляют в переводе на условное топливо примерно 3500 млрд. т. Годовое потребление в мире на 1960 г. было примерно 4200 млн. т, в связи с чем при 5%-ном годовом росте потребления разведанные запасы через 70—80 лет будут соизмеримы с потребностями. Учитывая ограниченность запасов невозобновляемых в историческое время источников энергии, а также то, что уголь и нефтепродукты являются очень ценным сырьем для химической промышленности, ведутся весьма интенсивно поиски новых источников энергии. Наряду с ядерной энергией, возобновляемой энергией рек, ветра, Солнца, приливов и отливов, значительная роль в энергетике будущего отводится и внутреннему теплу Земли, основным носителем которого в стратосфере являются подземные воды. Сейчас общая мощность геотермоэлектростанций семи стран мира (Италия, Новая Зеландия, США, Мексика, Япония, СССР и Исландия) составляет 1,1 млн. кВт, а к 1980 г. эта цифра будет почти удвоена (Barbier, Fanelli, 1973).

Интерес к теплу недр Земли растет в последние годы быстрыми темпами. Со времени выхода в свет первого издания этой книги состоялось третье Всесоюзное совещание по изучению и использованию термальных вод (г. Махачкала, 1969 г.) и второй Международный симпозиум по развитию и использованию геотермальных ресурсов (Италия, г. Пиза, 1970 г.). В 1975 г. проведен третий симпозиум в США (Сан-Франциско). Состоялся ряд совещаний и семинаров как в национальных рамках, так и в международных (г. Нью-Йорк, 1973 г.). Организация Объединенных Наций в последние годы оказывает значительное содействие в развитии исследований по изучению и использованию геотермальных ресурсов через Энергетическую секцию и Специальный фонд развития программ (ИНДР). Кроме проявления инициативы в организации указанных выше Международных совещаний Энергетическая секция ООН в настоящее время готовит Мировой геотермический атлас с каталогом. Эти работы финансируются из Специального фонда (ИНДР).

ЮНЕСКО включил геотермику в Международную программу по изучению ресурсов Земли. Организовал и проводит ежегодно девятимесячные Международные высшие курсы по геотермике для подготовки экспертов при Международном геотермическом институте в Пизе и трехмесячные Международные учебные курсы по изучению и использованию геотермальной энергии в Японии.

В настоящее время выходит четыре научных журнала по геотермике: «Bulletin of the Japan Geothermal Energy Association»; «Geothermics» (Международный институт по геотермическим исследованиям в Пизе); «Geothermal Hot Line» (Отдел нефти и газа штата Калифорния, США); «Geothermal Energy» (Калифорния, США).

Не имея возможности указать все области приложения гидро-геотермии для решения научных и прикладных задач, отметим лишь основные направления, связанные главным образом с гидрогеологией.

Теоретические направления:

- общая теория тепло- и массообмена в системе атмосфера — литосфера (с учетом фазовых переходов). Вынос тепла из недр Земли. Тепловой баланс;
- закономерности изменения температуры пород и подземных вод в пространстве. Геотемпературное поле;
- закономерности изменения температуры пород и подземных вод во времени. Прогноз температуры;
- палеогидрогеотермия.

Прикладные направления:

- гидрогеотермические методы решения геолого-гидрогеологических задач (в тектонике, металлогении, гидрогеологии и т. д.);
- оценка гидроэдинамических параметров;
- термальные воды (закономерности формирования, распространения, поиски, разведка и оценка запасов);
- экзо- и эндотермические процессы в гидрогеохимии, разведка некоторых полезных ископаемых (сульфиды, киноварь);
- термометрическая (наземная) и инфракрасная (со спутников) съемки;
- техническая термометрия (затрубная циркуляция, притоки в скважины и др.).

Часть первая

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Г л а в а I

КРАТКИЙ ОЧЕРК ПО ИСТОРИИ ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В настоящее время гидрогеотермия обогатилась таким количеством новых данных и их публикаций, что рассмотрение их в кратком очерке невозможно. Тем более, что проблема уже разделилась на целый ряд, хотя порой и условно выделяемых направлений: теория тепло- и массообмена; термальные воды; региональная гидрогеотермия (закономерности распределения температуры, геотермических градиентов и тепловых потоков в пространстве) и картирование; режим температуры недр Земли (изменения температуры во времени); гидрогеотермические методы исследований; методы и техника измерений температуры и изучения теплофизических свойств горных пород.

Т е р м а л ь н ы е в о д ы. История исследований в этой области знаний тесно связана с практическим использованием тепла недр Земли и региональными исследованиями и уходит поэтому в глубокую древность. По крайней мере еще около 355 г. до нашей эры греческий философ Платон, повествуя о легендарной Атлантиде, упоминает о том, что в центре главного города атлантов били горячие источники. Выходит поэтому, что человеку как минимум выше 3500 лет хорошо известны проявления глубинного тепла Земли.

На территории СССР в Грузии, Армении, а также в районе Кавказских минеральных вод у термальных источников обнаружены остатки ванн, которые специалисты относят по возрасту к бронзовому веку. Почти все горячие источники окружены легендами, преданиями. Так, по одной из древнейших туркменских легенд пастух Арчман выгнали из родного аула как носителя всех недугов, болезней. В поисках пристанища пастух набрел на теплый источник, напился из него, а затем искупался в его теплых водах. Вышел пастух из вод источника совершенно здоровым. С тех пор слава о целебных свойствах источника Арчман обрастает новыми легендами. Некоторые из них построены на реальных событиях, фактах. Сейчас у источника Арчман, расположенного в 130 км от Ашхабада, построен курорт.

По другому преданию, грузинский князь охотился в лесах долины реки Куры и подстрелил утку. Когда он нашел ее, она лежала в горячем источнике... уже сваренная. Позже у источников построили водолечебницу и бани, а мольва о них разошлась далеко за пределы Грузии. В IV веке н. э. на месте древней

водолечебницы возник город Тбилиси («тбили» по-грузински означает «теплый»). До сих пор в районе выхода термальных источников, так называемого Старого Тбилиси, сохранились старинные водосборные галереи. И сейчас можно посетить бани, в которые подается вода из источников, а также из скважин, пробуренных уже в наши дни.

С древнейших времен люди различных стран и национальностей давали названия местностям и селениям по имени горячих или теплых источников. Название известного курорта Ходжа-Оби-Гарм, например, в переводе с таджикского означает Святая горячая вода; Янган тау в переводе с башкирского значит Горячая гора, курорт Кульдур-Горячий (от искаженного тунгусского слова Хуль-Джи-Ури), Псекупс — Горячий Ключ (по-кабардински), О-Шод — Горячая вода (по-французски) и т. д.

Вообще термальные воды привлекали внимание человека, прежде всего, в вулканических районах, где число термальных источников и температура воды в них значительно больше, чем на равнинах, в платформенных областях. Следы об этом остались весьма многочисленные не только в научной, но и в художественной литературе. В знакомом нам с детства увлекательнейшем романе Жюля Верна «Дети капитана Гранта», написанном свыше 100 лет назад, так, например, описывается известная и ныне долина гейзеров у озера Таупо на острове Новая Зеландия: «Вся эта область кипит и бурлит, как огромный котел. Земля содрогается от толчков волнующейся внутри лавы. Горячие ключи вырываются во многих местах на ее поверхность. Земная кора трескается, как корка перестоявшего в печи хлеба, и, без сомнения, вся эта местность в один прекрасный день взлетела бы на воздух, если бы скованные внутри земли газы не находили выхода через кратер Тонгариро». Жюлю Верну уже в то время было также известно, что озеро Таупо тектонического происхождения.

Видимые проявления тепла из недр Земли на ее поверхности привлекали внимание писателей, поэтов и раньше, хотя и по самым различным поводам. Великий итальянский поэт Алигьери Данте, например, прибегал к использованию сведений о термальных источниках Италии, когда писал «Ад» — первую часть «Божественной комедии». Соффиони Тосканы, пары которых и сейчас в местах выхода на поверхность нагреты иногда до 450° С, дали, вероятно, повод Данте написать почти семь веков назад * такие строки:

Тосканец, ты, что городом огня
Идешь, живой, и скромен столь примерно,
Прошу тебя, побудь вблизи меня.

Ад. Песня десятая.

Озеро горячей минеральной воды Буликаме, расположеннное в Италии близ города Витербо, и славившееся своими целебными свойствами еще с времен римской империи, также упомянуто в бессмертном творении. Данте говорит о том, что воду горячего ручья, вытекавшего из озера, отводили в свои жилища грешники.

Свыше 2000 лет назад во II веке до н. э. легионы Римской империи про никли на юг Балканского полуострова, что положило начало многовековому римскому господству и в этом крае. Однако историки единодушно отмечают

* Как известно, «Божественная комедия» написана в период 1307—1321 г.

огромное положительное влияние римлян на развитие бальнеологии в этих краях. Большие знатоки и ценители термальных вод, римляне построили великолепные бани и лечебницы у множества горячих минеральных источников. Это были цветущие оазисы для того времени, которые посещали знаменитые в древности императоры Юстиниан, Максимилиан, Траян. Эта традиция сохранилась и в последующие века. Королева Франции Маргарита Наваррская (1492—1549 гг.), например, постоянно пользовалась источником О-Шод (Горячая вода). Петр Первый неоднократно посещал Карловы Вары. Туристам и сейчас показывают памятник, поставленный, как говорят, на месте его удачной охоты.

Возле термальных источников только на нынешней территории Болгарии возникли и многие века существовали знаменитые в древности водолечебные курорты Аугуста (теперь Хисар), Гермеша (Сапарева баня), Термополис (Бургасские бани) и многие другие. Сохранились остатки развалин от построек римлян у термальных источников и во многих других странах, например, во Франции. Правда, галлы еще до вторжения римлян знали о целебных свойствах источников, о чем косвенно свидетельствуют названия многих населенных пунктов Франции, таких как Бурбон-ле-Бен, Бурбон-Ланси, Бурбон-д'Аршамбо и др. («Бурбон» от имени кельтского бога Борво, что значит «кипящий»). Археологи находят возле некоторых источников алтари, посвященные богу Борво. Тем не менее и во Франции период господства римлян характерен небывалым расцветом в технике сооружения великолепных купальных бассейнов и капитажей на источниках Центрального массива, Вогез, Альп и Пиренеев. Р. Фюрон, говоря об источниках Шод-Этю с общим debitом 1 млн. литров в сутки и температурой 67 и 82° С, расположенных на юге Франции в департаменте Канталь, отмечает, что форма их использования для отопления вилл во времена господства римлян находилась даже на более высоком уровне, чем в наши дни. К сожалению, с упадком римской империи все меньше внимания уделяется термальным источникам. С V века н. э. началось разрушение знаменитых римских терм (общественные купальни). Во Франции же впоследствии (в 1603 г.) король Генрих IV ввел специальные должности интендантов-смотрителей минеральных источников и купален королевства. В 1856 г. был издан даже специальный закон об охране минеральных источников.

Жители Курильских островов, Камчатки, Ирана, Алжира и Новой Зеландии в прошлом пользовались кипящими источниками для приготовления пищи. Мясо и овощи опускались в источник в плетеных корзинах. Пищу при этом не надо было даже солить, так как термальные воды содержат и поваренную соль.

Древние этруssкие глиняные изделия, найденные в городе Вольтере, покрыты лаком, на приготовление которого использовались химические компоненты из местных термальных источников. С 1827 г. парогидротермы Тосканы в Италии используются уже как источники для получения борной кислоты, а в 1905 г. здесь же была построена первая в мире геотермоэлектростанция мощностью 20 кВт. В другом районе Италии, в Лардерелло, в 1914 г. вторая ГЕОТЭС имела уже мощность 250 кВт. К 1953 г. общая мощность геотермоэлектростанций Италии достигла 262 000 кВт. В настоящее время ГЕОТЭС существуют в Новой Зеландии, Японии. В СССР вступила в строй первая геотермо-

электростанция мощностью 5000 кВт на Паужетке (Камчатка) в 1966 г. Сейчас во многих странах мира термальные воды широко используются не только для выработки электроэнергии, но также в бальнеологии, парниковотепличном, коммунальном хозяйстве, для извлечения редких элементов и др.

Огромное значение для развития работ в области изучения и использования термальных вод в СССР имело первое Всесоюзное совещание по геотермическим исследованиям, состоявшееся в Москве в марте 1956 года. Совещание подвело итоги работы в основном за послевоенный период. К этому времени было констатировано массовое участие гидрогеологов в геотермических исследованиях, в связи с чем одним из основных инициаторов созыва и проведения совещания являлась Лаборатория гидрогеологических проблем АН СССР. Именно на этом совещании начинает пока еще лишь в общих чертах определяться гидрогеотермическое направление. В значительной мере это было связано с тем, что на повестку дня встал вопрос о практическом использовании термальных вод. Непосредственным поводом для созыва совещания послужило постановление Бюро ОГГН АН СССР от 14 декабря 1954 г., на заседании которого обсуждались итоги работы Камчатской геотермической экспедиции, изучавшей возможность практического использования некоторых месторождений пара и горячих вод Камчатки и Курил, а также отчет о посещении советскими делегатами X ассамблеи МГГС геотермической электростанции Лардерелло в Италии. Совещание, в котором участвовали представители от 60 организаций СССР, рассмотрело три крупные проблемы геотермии: общие теоретические вопросы; состояние и методика геотермических исследований; региональная геотермия. Последняя проблема, в которой явно преобладали работы, посвященные описанию термальных вод отдельных районов, занимала главное положение на совещании, чем, кстати говоря, отличалось и второе совещание (Москва, 1964).

В 1963 г. под редакцией Ф. А. Макаренко вышла из печати монография «Термальные воды СССР и вопросы их тепло-энергетического использования», которая значительно полнее охватывала проблему по сравнению с ранее опубликованной в двух изданиях (1957, 1959 гг.) сводкой «Оценка ресурсов и перспективы использования термальных вод СССР как источника тепла».

В связи с расширением фронта работ в области практического использования термальных вод институтом ВСЕГИНГЕО Министерства геологии СССР разрабатываются и издаются «Методические указания по изучению термальных вод в скважинах» (1964), а также «Поиски, разведка и оценка эксплуатационных запасов термальных вод» (Фролов, Язвин, 1969). Создаются Управления по использованию глубинного тепла Земли при Министерстве энергетики и электрификации СССР; выходит в свет ряд монографий по термальным водам СССР, публикуется огромное количество статей с описанием термальных вод отдельных районов, в которых нередко проблема термальных вод теснейшим образом переплетается с вопросами теоретической и региональной гидрогеотермии. Наиболее существенный вклад в эту проблему внесли, по-видимому, следующие исследователи: Б. В. Аверьев, А. Е. Бабинец, Л. Н. Барабанов, Б. А. Бедер, Г. В. Богомолов, Г. П. Богомяков, И. М. Буачидзе, И. М. Дворов, В. С. Жеваго, В. В. Иванов, М. А. Кашкай, В. И. Кононов, С. А. Лысак, В. И. Лялько, Ф. А. Макаренко, А. М. Овчин-

ников, Б. И. Пийп, В. А. Покровский, Т. Н. Сыдыков, А. Е. Святловский, В. М. Сургобов, Г. М. Сухарев, В. М. Фомин, Н. М. Фролов, П. Ф. Швецов и др.

В самые последние годы оформилось и успешно развивается новое направление, связанное с созданием искусственных подземных «тепловых котлов» (Шербань, Бабинец, Цырульников, Дядькин; 1974 г.).

Региональная гидрогеотермия (закономерности распределения температуры в пространстве, геотермический градиент, тепловой поток). Как уже отмечалось выше, направления выделяются условно, так как например, региональные исследования по изучению термальных вод теснейшим образом связаны с общими региональными гидрогеотермическими изысканиями и, наоборот, последние работы нередко содержат выводы и относительно распространения термальных вод на рассматривавшейся территории. В этот раздел поэтому включены работы, в которых явно преобладают элементы региональной гидрогеотермии, хотя для этих исследований имели огромное значение и работы перечисленных в предыдущем разделе авторов, занимавшихся изучением термальных вод. Начало специальных гидрогеотермических исследований на территории СССР относится, по-видимому, к первой половине XVIII века, когда по инициативе Петра I были организованы научные экспедиции для изучения природных ресурсов России и в особенности ее восточных областей. В научных отчетах этих экспедиций встречаются также сведения о температуре воды в источниках (Мессершмидт, Гмелин, 1733—1743 гг.) и, в частности, описание термальных Больше-Банных источников на Камчатке (Крашенинников, 1731 г.).

Русский энциклопедист XVIII века М. В. Ломоносов (1744, 1763) указывает впервые на относительное постоянство температуры в рудниках, на что в Западной Европе обратили внимание только в 20-х годах XIX века (Болд, 1825 г.). Многочисленные измерения температуры воды в источниках, а также в пещерах и рудниках Сибири, Урала, Алтая и Поволжья, были выполнены участниками академических экспедиций второй половины XVIII века И. И. Лепехиным, П. С. Палласом, И. П. Фальком, С. Г. Гмелиным, Г. В. Зуевым, И. М. Рычковым, Э. Лаксманом и др.

Сначала в России (1826 г.) усилиями А. И. Купфера, а затем по инициативе Гумбольдта в Западной Европе (1828 г.) проводятся широкие геотермические исследования в медных рудниках Урала, а также в прусских и саксонских шахтах. Термометрические методы при изучении многолетней мерзлоты впервые, по-видимому, применил на востоке России Миддендорф в 40-х годах XIX в. В 1868—1869 гг. Э. Андерсон проводит первые определения тепловых потоков в Англии. В России измеряются геотермические ступени в Московской, Якутской, Петербургской и Айбарской скважинах (Гельмерсен, Вильберг, 1877 г.).

Период второй половины XIX и начала XX веков характеризуется оживлением в области геотермических исследований. В 1905 г. на заседании Совета X Международного конгресса по горному делу создается комиссия по изучению геотермической ступени. Россию в комиссии представляли Л. Я. Ячевский и Ф. К. Чернышев. При Русском географическом обществе Геотермическая комиссия была создана в 1910 г. по инициативе Л. Я. Ячевского. Она просуществовала всего 4 года и провела 5 собраний, на которых обсуждались результаты региональных геотермических исследований, а также вопросы, посвященные методике и аппаратуре.

В период 1893—1914 гг. проводит весьма плодотворную работу в области отечественной геотермии Л. Я. Ячевский, который не только активно участвовал в международных и отечественных комиссиях по геотермике, не только опубликовал целый ряд работ, посвященных вопросам теории, методике и аппаратуре, но и принимал личное участие в многочисленных измерениях температуры в скважинах Сибири, Донбасса, Урала и Кавказа. К этому же примерно периоду (с 1906 г.) относится деятельность другого отечественного энтузиаста в области геотермии Д. В. Голубятникова. Он получил сведения о температуре по 327 скважинам Ашшерона. Д. В. Голубятников широко применял геотермические методы для решения нефтепромысловых задач (определение мест притока воды в скважину) и изучения вопросов генезиса нефтяных вод. Его работы продолжили М. Абрамович (1912 г.), И. Н. Стриков (1912 г.), А. Д. Столпневич (1913 г.).

Отдельные геотермические исследования проводили в этот период также А. В. Прибылов (1895 г.), В. М. Сергеев (1898 г.), В. В. Докучаев (1899 г.), А. А. Скочинский и В. В. Маслеников (1907—1910 гг.), А. А. Иностранцев, Д. С. Белянкин, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1913 г.), А. В. Клоссовский (1918 г.) и др.

После перерыва, вызванного первой мировой войной, а затем гражданской, региональные геотермические исследования в России возобновляются. Уже в первые годы Советской власти появляется работа, написанная по результатам измерений температуры в 13 скважинах г. Грозного (Линдтроп, 1922 г.), а с 1928 г. проводятся широкие, хотя и весьма грубые (ввиду несовершенства применявшегося электротермометра), измерения температуры в скважинах Соликамска, Березняков, Западного Казахстана и др. (Дружинин, 1928—1929 гг.).

После организации в 1928 г. промыслово-геофизической службы в Геотермической лаборатории ЦНИГРИ (просто существовавшей до 1934 года) в СССР начинают внедряться геотермические методы в практику геологоразведочных работ. Геотермические исследования, таким образом, впервые проводятся в государственных масштабах. Этому способствовали работы И. М. Губкина (1932 г.) о влиянии температуры на образование нефти и В. И. Вернадского (1933 г.) о роли эндогенного тепла в геологических процессах.

Широкое развитие региональных геотермических исследований в СССР связано с именем С. А. Красковского (1932—1956 гг.), явившегося также инициатором организации Геотермической лаборатории при ЦНИГРИ. Измерения температуры им выполняются в скважинах Харькова, Кривого Рога, Кавказа, Кольского п-ва и др. Кроме региональных и теоретических обобщений в лаборатории проводятся экспериментальные исследования по определению теплофизических свойств горных пород, созданию аппаратуры и т. д.

Уже во второй половине нынешнего века Н. И. Толстыхин (1953, 1955) по данным региональных исследований установил, по-видимому, впервые, что температура не только грунтовых вод, но даже артезианских находится под влиянием глобальной климатической зональности.

В 1964 г. из печати выходит монография группы сотрудников Института физики Земли АН СССР (Любимова, Люсова, Фирсов, Шушпанов, Старикова), в которой впервые для СССР в таком объеме приводятся данные о результатах измерений тепловых потоков из недр Земли для некоторых районов Кавказа,

КМА и Украинского кристаллического массива. Закономерности распределения температуры на территории СССР в целом на различных этажах стратисфера от «нейтрального слоя» до 3 км описаны в нескольких монографиях автора (Фролов, 1966, 1968, 1973). Кроме температуры, описываются также закономерности распределения величины геотермического градиента и теплового потока на территории СССР («Тепловой режим недр СССР», 1970). Детальному рассмотрению гидрогеотермических условий отдельных регионов СССР и даже небольших районов посвящен ряд специальных обстоятельных монографий (Дзидзиури, Ониани, Ладабидзе, 1967; Непримеров, Пудовкин, Марков, 1968 г.; Джамалова, 1969 г.; Кутас, Гордиенко, 1971; Богомолов, Цыбуля, Атрошенко, 1972; Мехтиев, Геодекян, Цатурянц, Тер-Казанянц, Байрамов, Шабанов, 1973 г. и др.).

Гидрогеотермическое картирование. Не останавливаясь на многочисленных работах последователей, отметим работы, имевшие принципиальное значение в развитии трех основных направлений:

- картирование геотемпературного поля способом интерполяции;
- картирование термальных вод;
- картирование геотемпературного поля в зоне влияния инсолиации.

Первое направление имеет самые глубокие исторические корни, и в настоящее время даже не представляется возможным указать его основоположника. Сейчас наиболее широкое распространение из этого направления получили методы картирования на определенных глубинах или уровенных срезах, а также по кровле или подошве различных литолого-стратиграфических комплексов или структур. Наиболее удачным примером такого рода картирования следует признать карту распределения температуры по поверхности кристаллического и складчатого основания территории СССР, составленную в Геологическом институте АН СССР под общей редакцией Ф. А. Макаренко 1972 г. в масштабе 1 : 5 000 000. Этим же коллективом была составлена для той же территории карта геотермического градиента верхней части земной коры на территории СССР в масштабе 1 : 10 000 000, недостаток которой заключался в том, что геотермический градиент вычислялся для разных интервалов.

Основы второго рода картирования, особенность которого заключается в том, что картируются комплексы пород, содержащие термальные воды, были заложены в известной работе Ф. А. Макаренко (1948), а реализованы в многочисленных картах для отдельных регионов, а затем в карте термальных вод, составленной во ВСЕГИНГЕО для территории СССР в целом в масштабе 1 : 2 500 000.

Основы методов картирования геотемпературного поля в зоне влияния инсолиации, отличающиеся спецификой и сложностью, разработаны в начале шестидесятых годов и реализованы в карте «нейтрального слоя», составленной в масштабе 1 : 10 000 000 для территории СССР в целом, а для ряда районов в масштабе до 1 : 200 000 включительно. В последние годы по этой методике ее автором составлена также карта геотемпературного поля европейской части СССР в масштабе 1 : 8 000 000 и для глубины 125 м (Фролов, 1964, 1966, 1968, 1974).

Методика и техника термометрических и теплофизических исследований. Исследователи, занимающиеся изучением геотемпературного поля и теплофизических свойств горных пород,

занимают, как правило, технику из других областей знаний, приспособливая ее для своих нужд. Установить поэтому приоритет в этой области чрезвычайно трудно. Наиболее весомый вклад в развитие этого направления в СССР на начальной стадии внесли своими работами В. Н. Дахнов, Д. И. Дьяконов, С. И. Комаров, И. Д. Дергунов. Вопросами термометрической аппаратуры, конструированием ее и комплектованием, методами тарировки занимались позднее Е. А. Любимова, И. М. Кутасов, Ф. В. Фирсов, Н. М. Фролов, А. П. Шушпанов и другие. Техника конструирования и эксплуатации электрических термометров сопротивления довольно подробно рассмотрена В. В. Палладько (1962 г.). Хотя автор рассматривает указанные вопросы применительно к геокриологическим исследованиям, основные положения работы относятся к технике термометрических исследований вообще.

Большое внимание уделяется разработке методов определения тепловых констант пород как в СССР (Гухман, Михеева, 1931 г.; Кондратьев, 1954 г.; Старикова и Любимова, 1964 г.; Фельдман, 1970—1974 гг.), так и за рубежом (Benfield, 1939 г.; Birch and Harry, 1940 г. и др.).

Разрабатываются также различные конструкции тепломеров (А. Г. Колесников, А. А. Сперанская, М. А. Каганов, Ю. Л. Розеншток, Л. Н. Семенов, Г. М. Фельдман, Ю. Л. Шур и др.).

В связи с возникшей необходимостью повышения точности измерений изучаются факторы, искажающие естественное распределение температуры в буровых скважинах. Главное внимание уделяется физико-математическому анализу влияния процесса бурения (Bullard, 1947 г.; Дахнов и Дьяконов, 1952; Череменский, 1960 г.; 1962 г.; Cooper and Jones, 1959 г.; Кутасов, 1964 г.). Кроме теоретических выкладок изучению этого процесса посвящается ряд экспериментальных исследований (Беляков, 1955; Mullins and Hinsley, 1957 г.; Фролов, 1958—1965 г.).

Искажающая роль конвекции также изучается как теоретически (Krig, 1939 г.; Van Ostrand, 1949; Van der Merve, 1951), так и экспериментально (Фролов, 1962, 1964). Изучение влияния обсадных труб на естественное распределение температуры в буровых скважинах прошло те же стадии — аналитическую (Guyod, 1946) и экспериментальную (Красковский, 1958 г.; Фролов, 1962, 1964). Изучение перечисленных факторов показало, что их влияние (кроме процесса бурения и циркуляции промывочной жидкости) находится за пределами точности применявшейся в то время термометрической аппаратуры (т. е. ниже $\pm 0,05^\circ\text{C}$).

Параллельно изучается влияние рельефа на величину теплового потока (Jeffreys, 1938 г.; Bullard, 1939 г.), условий залегания пород (Guyod, 1946 г.; Корытникова, 1943 г.), палеоклимата (Benfield, 1939 г.; Coster, 1947 г.; Birch, 1948), тектоники (Магницкий, 1947 г., 1953 г., 1965 г.).

Из первых работ методического характера следует назвать две книги «Термические исследования скважин» (Дахнов, Дьяконов, 1952) и «Геотермия в нефтяной геологии» (Дьяконов, 1958), которые, хотя и ставили более узкие задачи, связанные в основном с термометрическими методами изучения технического состояния скважин преимущественно в нефтяной практике, тем не менее являлись первыми сводками по общим вопросам геотермии и сыграли весьма существенную роль в деле обучения кадров геофизиков, геологов и гидрогеологов методам геотермических исследований вообще.

Позже (1964 г.) публикуется ряд научно-методических руководств как по методам изучения термальных вод в скважинах (Фролов, Аверьев, Духин, Любимова) их поискам, разведке и оценке запасов (Фролов, Язвин, 1969), так и по вопросам изучения многолетнего геотемпературного режима на гидрогеологических станциях (Фролов, 1973).

Первые измерения температуры в породах дна Тихого океана были сделаны, вероятно, Г. Петерсоном (1947—1948). Р. Ревел и А. Максвелл (1950), кроме температуры, определяли также теплопроводность поднятых образцов и вычисляли тепловой поток, поступающий со дна океана (для глубин до 3 м). С тех пор начинается период массовых измерений тепловых потоков сначала на дне Тихого и Атлантического океанов (Bullard, 1954 г.; Herzen, 1963 г., 1964 г.), а затем и в других местах. Температура определяется, как правило, при помощи термопар или термистров в двух точках зонда длиной до 3—5 м, забиваемого в дно водоема. Теплопроводность же определяется и поньше чаще всего в лабораторных условиях на образцах, которые при подъеме с дна океана часто впитывают дополнительное количество воды, ввиду чего их тепловые характеристики, по-видимому, не соответствуют истинным.

Режим температуры недр Земли (закономерности изменения температуры во времени). Работ, непосредственно посвященных изучению режима температуры верхних слоев земной коры, очень мало. Следует напомнить при этом, что во многих работах под термином «температурный режим» понимается не изменение температуры во времени, а ее пространственное распределение, ввиду чего мы их здесь не рассматриваем.

Первые достоверные данные о режиме температуры самых верхних слоев земной коры получены, по-видимому, на гидрометеорологических станциях. На территории Советского Союза такие наблюдения впервые были организованы в 1847 году в Килиневе, а с 1 января 1873 года в Петербурге. В настоящее время сеть гидрометеослужбы СССР насчитывает сотни станций, где ведутся многолетние систематические наблюдения за режимом температуры почвы в основном (как и в первые годы) до глубины не более 3,2 м. Наиболее полно эти материалы обобщил первым А. М. Шульгин (1957). Позже, с учетом материалов последующих лет, данные ГУГМС использованы в монографиях Н. М. Фролова (1966, 1968) и В. Н. Димо (1972).

Наблюдения за режимом температуры на глубинах более 1,6—3,2 м начаты в наблюдательных скважинах гидрогеологических станций, первые из которых организованы в конце прошлого столетия (Ташкент, 1874 г.; Крым, 1891 г.; Каменная Степь, 1892 г. и др.). К настоящему времени создано 103 гидрогеологические станции, насчитывающие тысячи наблюдательных скважин, на которых в последние годы уделяется большое внимание не только изучению режима уровня подземных вод, как это было в первый период их существования, но также изучению режима температуры, для чего институтом ВСЕГИНГЕО специально изданы «Методические рекомендации по изучению режима температуры подземных вод» (Фролов, 1973), которые являются дальнейшим развитием «Методических указаний по изучению термальных вод в скважинах» (1964).

Специальные наблюдения за режимом температуры по методике, основы которой использованы в названных методических руководствах, начаты в отдельных скважинах юго-запада СССР с 1956 г. Результаты этих исследований

изложены в ряде работ (Фролов, 1958, 1961, 1964, 1966, 1968). В конце 1966 г. по распоряжению Министерства геологии СССР при Гидрорежимной экспедиции впервые в истории геотермических исследований создан специальный гидрогеотермический отряд, перед которым была поставлена задача изучения многолетнего режима температуры верхних частей земной коры в глубоких скважинах (3 км и более). Результаты этих исследований, проведенных по упоминавшейся выше методике, изложены в ряде годовых отчетов Гидрорежимной экспедиции, а также в некоторых публикациях (Фролов, 1968, 1971; Погуляев, 1975 г.). Предварительные итоги работ по новой методике на некоторых гидрогеологических станциях также частично опубликованы (Сакалаускеле, 1968; Шкатункин, 1973). Опубликованы результаты наблюдений в мелких скважинах на геотермических режимных станциях в Дагестане (Суэтнов, 1968 г. и др.).

В настоящее время измерения температуры в скважинах проводят очень многие организации. Некоторые из этих измерений выполняются с точностью $\pm 0,01^\circ\text{C}$, что удовлетворяет требованиям при изучении режима. Однако почти все такие измерения носят разовый характер и для изучения режима температуры не могут быть использованы. Перспективы изучения многолетнего режима температуры верхних слоев земной коры обусловливаются темпами развития региональной сети термометрических скважин на гидрогеологических станциях Министерства геологии СССР и созданием специальной гидрогеотермической службы режима на этих станциях. Медленное развитие работ в этом направлении объясняется в основном отсутствием серийного портативного электротермометра, обеспечивающего точность регистрации температуры до $\pm 0,01^\circ\text{C}$.

С 30-х годов нынешнего века систематические наблюдения за режимом температуры пород на больших глубинах начаты на мерзлотных станциях. Широко известны, например, результаты многолетних наблюдений за режимом температуры пород до 28 м на Сковородинской мерзлотной станции. Материалы, полученные здесь с 1931 г., использовались для решения важных вопросов о термическом режиме под Землей (Сумгиш, Тихонов и др.). Результаты многолетних исследований на территории многолетней мерзлоты в целом обобщены в ряде крупных работ П. Ф. Швецова (1941 г., 1964), В. А. Кудрявцева (1954 г.), И. Я. Баранова (1960 г.) и др.

Следует отметить, что к проблеме многолетнего температурного режима земной коры тесно примыкают вопросы реконструкции палеоклимата по данным измерений температуры пород (Birch, 1948; Ingersoll и др. 1954 г.; Тихонов, 1964 г. и др.), оценки мощности промерзания верхних слоев земной коры (Кудрявцев, Меламед, 1966 г.), прогноза температуры в недрах Земли, чему посвящен ряд опубликованных работ, в основу которых положены преимущественно аналитические данные.

На упоминавшихся геотермических совещаниях вопросы изучения режима температуры по существу не рассматривались, хотя участников совещания нельзя упрекнуть в недостатке внимания к ним. В резолюции второго совещания принят, например, даже специальный пункт, в котором указано на необходимость изучения многолетнего режима температуры земной коры. Именно благодаря этому, спустя два года, Министерство геологии СССР приняло уже упоминавшееся ранее решение об организации специальных исследований по

изучению многолетнего режима температуры в глубоких скважинах. О втором совещании по геотермическим исследованиям в СССР следует сказать, что оно не только по количеству докладов и числу участников (в совещании приняли участие представители от 150 организаций), но и по широте охвата проблемы, а также глубине решения отдельных вопросов выгодно отличалось от первого. В числе недостатков следует, по-видимому, указать на чрезмерную загруженность повестки дня докладами по мелким районам, в которых констатировались отдельные факты без выводов и обобщений, имеющих общее значение. Если 10—20 лет до этого выход каждой статьи, в которой освещались новые даже мелкие факты по геотермии, представлял собой событие, то уже после первого совещания в печати стала появляться такая масса статей, в которых описывались термальные воды или геотермия отдельных мелких районов, а то и просто отдельных скважин, что стало ясно — исследования необходимо сконцентрировать по главным направлениям, из которых наиболее актуальными представлялись следующие:

- теоретические и экспериментальные исследования в области изучения термического режима земной коры;
- региональные обобщения о закономерностях распределения температур и тепловых потоков стратисфера, являющейся вместилищем основного теплоносителя в недрах Земли — термальных вод;
- разработка аппаратуры и оборудования для точных измерений температуры и теплофизических свойств горных пород;
- разработка технических схем практического использования тепла недр Земли.

Гидрогеотермические методы исследований. История исследований в этой области, пожалуй, наиболее молодая и насчитывает всего несколько десятков лет (Огильви, 1931 г.; Овчинников, 1946 г.; Макаренко, 1948 и др.), хотя отдельные попытки использования методов геотермии для решения гидрогеологических задач относятся к более раннему периоду.

Одной из самых первых и интересных геотермических работ в области гидрогеологии является широко известная среди специалистов статья Ф. А. Макаренко (1948) «О геотермических условиях района Кавказских минеральных вод». В этой работе глубоко и всесторонне проанализирован весь фактический материал по геотермии района КМВ, который автору удалось в то время собрать. Ф. А. Макаренко впервые убедительно доказал эффективность применения геотермических данных для изучения различных вопросов формирования подземных вод. Автор широко использовал метод определения термических аномалий на «нейтральном слое», что ранее применялось лишь для отдельных очагов разгрузки (А. Н. Огильви. 1933 г.). Наконец в этой работе Ф. А. Макаренко заложил основы картирования термальных вод, т. е. привязки геотермических данных к водоносным горизонтам в отличие от геотермического картирования, когда геотермические данные не привязываются к водоносным горизонтам.

За последние десять лет опубликована серия статей, в которых рассматриваются вопросы использования геотермии для решения отдельных прикладных задач гидрогеологии. В отличие от предыдущих исследований, базировавшихся главным образом на материалах полевых экспериментальных изысканий, в работах последних лет заметное место занимают аналитические методы.

Среди этих работ следует назвать геотермический метод оценки скорости перетекания между водоносными слоями (Bredhoeft, Papadopoulos, 1965), развивавшийся затем многими исследователями; скорость инфильтрации (Suzuki, 1960; Stallman, 1965); скорости восходящего движения вод (Огильви, 1959 г.); скорости фильтрации в наклонном водоносном пласте (Shoeller, 1949; Stallman, 1965 и др.).

Вместе с тем и материалы полевых исследований позволили разработать некоторые новые геотермические методы для решения гидрогеологических задач и в частности при поисках и разведке подземных вод (K. Cartwright, 1968; Birman, 1970), гидрогеодинамическом расчленении разрезов скважин, оценке скорости инфильтрации и изучении фильтрационных свойств пород зоны аэрации (Фролов, 1964, 1972, 1974) и др. Теория процессов тепло- и массообмена нашла свое развитие в фундаментальных работах А. В. Лыкова (1967) и его школы. Анализ процессов тепло- и массопереноса в мерзлых горных породах дан Н. С. Ивановым (1969).

Учитывая особую практическую значимость этого направления, Центральное управление НТГО провело в мае 1975 г. совместно с ВСЕГИНГЕО и Научным советом АН СССР по геотермическим исследованиям первое Все-союзное научно-техническое совещание по геотермическим методам исследований в гидрогеологии. В работе совещания приняли участие 160 ученых и производственников от 52 организаций АН СССР, Министерства геологии СССР, Госплана СССР, Министерства высшего и среднего специального образования СССР и др. До начала совещания были опубликованы тезисы 71 доклада («Научно-техническое совещание по геотермическим методам исследований в гидрогеологии», 1975). Кроме вводной части, посвященной краткому обзору современного состояния и перспектив исследований в области использования методов геотермии для решения теоретических и прикладных задач гидрогеологии, тезисы были сгруппированы по следующим основным разделам:

- теория и методы изучения процессов тепло- и массообмена в гидрогеодинамических системах;
- закономерности изменения температуры во времени и особенности картирования геотемпературных полей в зоне активного водообмена;
- роль подземных вод в формировании геотемпературных полей и методы изучения конвективной составляющей теплового потока;
- геотермические методы решения гидрогеологических задач;
- аппаратура и методика термометрических и теплофизических исследований в гидрогеологии.

На самом совещании, проходившем три дня, было заслушано девять генеральных докладов, которые отражали основные разделы этого направления и вызвали по ним плодотворную дискуссию. В конце работы совещание приняло решение, в котором были отмечены достижения, а также недостатки в этой области и намечены перспективы дальнейших научных и организационных работ. Президиум Центрального управления НТГО принял 23 мая 1975 г. Постановление об итогах совещания («Решение научно-технического совещания по геотермическим методам исследований в гидрогеологии и постановление Президиума Центрального управления НТГО по итогам совещания», 1975 г.), в котором были одобрены итоги его работы, а также рекомендации по исполнению всеми заинтересованными организациями принятого на совещании решения.

Теоретические исследования. Это направление, как и предыдущие, тесно взаимосвязано со всей проблемой и выделение его также весьма условно. Опубликован ряд работ, имеющих чисто теоретический характер, но оказавших огромное влияние на все направления гидрогеотермии, в том числе и на сугубо прикладные. Вероятно, первые гипотетические соображения о температуре недр и возрасте Земли на базе физико-математических расчетов высказал Кельвин (1864 г.) который, однако, на первом этапе не учитывал тепло, выделяющееся при распаде радиоактивных элементов в недрах, о котором стало известно лишь в начале XX века, и в связи с этим пришел к выводу о тепловой смерти Вселенной. Первые сводные работы о некоторых закономерностях геотермического режима и методах его изучения также принадлежат ему (Thompson, 1859). В 1867 г. по предложению Кельвина при Британской ассоциации была впервые создана «Комиссия для исследования скорости увеличения глубинных температур в различных местах суши и под водой».

Начало XX века в области геотермии ознаменовалось рядом попыток оценить термический режим Земли в целом как планеты уже с учетом радиогенного тепла (Joly, Jeffreys, 1903; Страт, 1906). В это же время увидела свет фундаментальная монография Г. Карслу и Д. Егера (1906) «Теплопроводность твердых тел». Для оценки масштабов влияния экзогенных факторов на термический режим Земли привлекаются законы Фурье, на базе которых решаются задачи об остывании планеты (Лейн, 1899—1903 г.; Квенье, 1903 г.). Р. Л. Ингерсолл и О. Д. Зобель (1913—1955 г.) внедряют геотермические методы в геологию с широким привлечением законов теплофизики. В СССР серией интересных работ, посвященных физико-математическому анализу геотермических особенностей в угленосных районах, а также вблизи крупных поверхностных водоемов, отмечен конец 30-х годов (Н. Н. Корытникова, 1936 г., 1940 г.). В работах В. Г. Хлопина (1937 г.) и А. Н. Тихонова (1937 г.) оценивается роль радиоактивного тепла в тепловом балансе и тепловой истории Земли; показано, что на величину теплового потока не должно оказывать большого влияния допущение о стационарности термического режима Земли и пре-небрежение кривизной поверхности Земли.

На первом Всесоюзном геотермическом совещании были рассмотрены и представления о термическом режиме и тепловой истории Земли как планеты (И. Д. Дергунов, 1959 г.; Б. Н. Достовалов, 1959 г.; Е. А. Любимова, 1959 г.). Здесь же была дана первая оценка роли подземных вод и вулканов в выносе тепла из недр Земли (Е. Н. Люстих, 1959 г.). Позже к вопросам тепловой истории Земли возвращались неоднократно Б. Ю. Левин, А. Е. Любимова, В. А. Магницкий, С. В. Маева и др.

Весьма важные, но не оцененные в полной мере современниками идеи высказал в начале тридцатых годов В. И. Вернадский. Он обращал внимание на необходимость комплексного учета процессов переноса масс воды и тепла в земной коре, что стало предметом специального изучения лишь тридцать лет спустя. Именно в этой связи существенный вклад в последние годы внесли в теорию гидрогеотермии гидрогеологи. Ф. А. Макаренко и его школой разработана схема гидрофизической зональности («Тепловой режим...», 1974), а Н. М. Фроловым (1962—1973) дана схема гидрогеотермической зональности по условиям режима с учетом тепло- и массопереноса между гелиотермозоной и атмосферой на базе анализа влияния гаммы основных циклов температуры,

имевших место на поверхности Земли за всю историю ее существования (от земных суток до галактического года).

В заключение сделанного краткого исторического обзора следует сказать, что качественно новых научных результатов в скором времени в области гидрогеотермии можно ожидать лишь при объединении пока слабых и чрезвычайно разрозненных сил в едином научном центре страны. В настоящее время основную роль в координации научных исследований в СССР по этой проблеме выполняет Научный Совет по геотермическим исследованиям при отделении наук о Земле АН СССР.

Г л а в а II

ИСТОЧНИКИ ТЕПЛА В НЕДРАХ ЗЕМЛИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЕГО ПЕРЕДАЧИ

1. ИСТОЧНИКИ ТЕПЛА

Источники тепловой энергии в недрах Земли можно разделить на две группы по генезису (эндогенные и экзогенные) и по форме воздействия (постоянные и переменные). В зависимости от развития научных представлений о форме и происхождении тепловой энергии претерпевали эволюцию и взгляды на историю возникновения и развития Земли как планеты. Все существующие космогонические гипотезы делятся на две основные группы. Сторонники первой (Лаплас, Джекобс, Джинис, Джейффрис и др.) исходят из первоначально раскаленного состояния Земли, а представители второй группы (Шмидт, Койпер и др.) считают, что Земля образовалась вначале из холодного вещества.

Самое существенное возражение против теории разогревания Земли в процессе развития отпало с открытием Пьером Кюри в 1903 г. самопроизвольного выделения тепла солями радия. Это дало возможность почти одновременно с этим открытием установить мощный источник тепловой энергии в недрах Земли (Strutt, 1906 г.; Joly, Jeffreys, 1903 г. и др.), о наличии которого половицу столетия назад лишь догадывались (Horkins, 1857 г.). Таким источником оказалась тепловая энергия, выделяющаяся при радиоактивном распаде урана, радия, тория, калия.

Эндогенные источники

С установлением мощного источника тепловой энергии внутри Земли последующими работами было доказано, что учет тепла от радиоактивного распада не только дает сравнимые величины с тепловыми потоками у поверхности Земли, но и ведет к накапливанию тепла в недрах. Рэлей (Rayleigh, 1906 г.) подсчитал, что при равномерном распределении только одного радия в концентрации, которая наблюдается в гранитах, фиксируемый у поверхности Земли тепловой поток мог бы быть обеспечен полностью лишь за счет тепла, генерируемого в слое мощностью несколько десятков километров.

Работами В. Г. Хлопина (1937 г.) установлено, что в результате распада урана, тория и калия в толще пород, мощностью 91 км (гранитный, базаль

товый и перидотитовый слои), со всей поверхности Земли поступает $3 \cdot 10^{20}$ кал в год тепла *. Регистрируемые же в настоящее время тепловые потоки ($1,2 \times 10^{-6}$ кал/см² · с) приводят к величине $2 \cdot 10^{20}$ кал в год. Ввиду этого, а также ввиду большой сложности определения энергия других эндогенных источников тепла** (гравитация, физико-химические процессы и др.) практически не принимается во внимание, и в более поздних работах делаются попытки привести концентрацию радиоактивного вещества и мощность его развития хотя бы к величинам, дающим количество тепла, сравнимое с регистрируемыми тепловыми потоками в скважинах у поверхности Земли (Левин, 1962 г. и др.). Средняя суммарная генерация тепла на 1 см³ породы от распада радиоактивных элементов (Tilton, Reed, 1963 г., Verhoogen, 1960 г.; Birch, 1954 г.) приведена ниже.

Порода	Гранит	Габбро	Эклогит	Дунит	Хондрит	Железные метеориты
Тепло, 10^{-13} кал/см ² · с	5,7	1,2	0,1	0,02	0,04	0,00003

Приращение теплового потока за счет генерации тепла на каждом отдельном отрезке разреза можно вычислить по формуле

$$q = Qh, \quad (1)$$

где Q — генерация тепла (кал/см³ · с) в слое мощностью h (см).

Однако при учете только тепла от радиоактивного распада в самой осадочной толще получаются невысокие температуры, которые по Г. Джейфрису (1960 г.) не должны выходить за пределы 60° С. Для объяснения регистрируемых температур и тепловых потоков в осадочной толще достаточно, кроме тепла от радиоактивного распада в самой толще, учесть приток тепла из подстилающей толщи пород небольшой мощности. Г. Джейфрисом выполнен расчет, в результате которого оказалось, что геотермический градиент в 28° С/км может быть обеспечен у основания осадочной толщи мощностью 10 км при мощности радиоактивных слоев всего 15 км.

До настоящего времени принято считать, что тепловые потоки, определяемые лишь по кондуктивной составляющей, в пределах стратисфера отражают поток тепла из глубоких недр Земли. Исходя из этого, все вычисления, относящиеся к тепловой истории Земли, увязываются в конечном итоге с регистрируемыми тепловыми потоками у поверхности Земли. Последние принимаются за эталон для установления точности вычислений и при несовпадении результаты бракуются (Левин и Маева, 1960 г.; Любимова, 1968 г. и др.). Между тем, как известно, принятому мнению противоречат некоторые факты, основной из которых — наблюдаемое равенство тепловых потоков на континентах и под дном океана.

* При общем запасе радиоактивных изотопов в Земле порядка $n \cdot 10^{14}$ т (А. В. Комлев, 1963 г.).

** Тепловой поток за счет замедления вращения Земли определяется в $0,08 \times 10^{-6}$ кал/см² · с за счет приливного трения в $0,24 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с (Магницкий, 1965 г.).

Если исходить из того, что 70% радиоактивных элементов приурочено к кислым породам, мощность которых на суше во много раз больше, чем под океаном, то и тепловые потоки на суше должны быть значительно больше, чем под океаном, о чём и говорил в свое время Джейффрис (1903 г.). Однако, как оказалось, работами Ревелла и Максвелла (1952 г.), а также Булларда (1954 г.) было установлено, что тепловые потоки на суше и под океаном одинаковые, ввиду чего предполагавшейся разницы между величинами потоков в действительности, как будто, не оказалось.

Буллард, Максвелл и Ревелл (1956 г.) после тщательного анализа различных процессов, обусловливающих тепловой поток у дна океана, пришли к заключению, что «радиоактивность верхней части мантии сконцентрировалась в коре и континентальное тепло расходуется путем молекулярной теплопроводности. В то же время это же количество радиоактивности под океаном еще распределено по мантии, а тепло распространяется к поверхности путем конвекции или вследствие неожиданно высокой теплопроводности». Однако и это предположение, по мнению Б. Гутенберга (1963 г.), не решает проблемы.

По расчетам И. Д. Дергунова (1959 г.), на тепловые потоки у поверхности Земли может оказывать заметное влияние эндогенное тепло, генерируемое в основном в слое до глубины 100 км (очаги расплавленного вещества в современную эпоху находятся на глубине 100—700 км). Удельный вес тепловых источников, находящихся на глубине ниже 400 км, составляет лишь 2% теплового потока у поверхности Земли.

Экзогенные источники

В XVII—XVIII вв. считали, что не только эндогенные процессы, но даже климат и органическая жизнь на поверхности Земли «питаются теплотой недр». С открытием в прошлом веке фотосинтеза внутренним теплом, оставшимся якобы от первичного огненно-жидкого состояния Земли, стали объяснять лишь геологические процессы. Наконец, в XX веке многие геологи и геофизики начинают считать, что Земля как твердое тело существует уже не менее 2 млрд. лет, а на ее поверхности температура в течение этого времени была близка к современной (Вернадский, 1933 г.). Начиная с публикаций Канта и Роберта Майера (1814—1872 гг.), многочисленные работы из различных областей знаний так или иначе подчеркивают огромную роль солнечной радиации в жизни земной коры на всех стадиях существования Земли как планеты (Jentsch, 1875 г.; Lane, 1895 г.; Войков, 1904 г.; Вернадский, 1933 г.; Ингерсолл, 1934 г.; Страхов, 1960 г.; Белов и Лебедев, 1957 г.; Личков, 1960 г.; Фролов, 1962—1966 гг.; Швецов, 1974 г. и др.). Тем не менее остается до сих пор в силе замечание Б. Л. Личкова (1960 г.) о том, «...что геологи..., как и в дни Энгельса, по инерции продолжают считать внутреннее «хозяйство» Земли замкнутым и вхождение туда солнечной энергии считают преувеличением». При оценке же тепловой истории Земли солнечная энергия до настоящего времени часто и вовсе не учитывается. Первые определенные взгляды относительно большого влияния активности солнечной радиации на термический режим земной коры относятся к концу XIX века. Закономерности колебаний климата и климатической зональности в течение геологического времени начинают приниматься за первопричину при объяснении зарождения и развития многолетней мерзлоты

в толще земной коры. Работу, начатую Иенчем (Jentsch 1875 г.) и Прествичем (1886 г.) продолжили позднее Воейков (1904 г.), Лейн (Lane 1923 г.), Гочкисс и Ингерсолл (1932, 1934 г.), Берч (Birch, 1948 г., 1954 г.), Н. А. Тихонов (1964 г.).

Исходя из возможности влияния климата на температуру пород больших глубин, названные исследователи пытались аналитически определить по закономерностям распределения температуры на глубине основные черты климата прошлого или наоборот. В частности, Гочкисс и Ингерсолл (1934 г.) сделали попытку определить на основании измерений температуры в глубоких медных рудниках Колумета и Хекла (штат Мичиган) длительность послеледникового периода и даже палеоклимат в грубых чертах. Анализируя результаты измерений температуры пород до глубины 2000 м, они пришли к выводу, что последнее Висконсинское оледенение в исследуемом районе прекратилось около 20 000 лет назад.* Делались попытки (Воейков, 1904 г.; Birch, 1948; Goguel, 1956 г.; Магницкий, 1957 г.; Фролов, 1966) определить возможную глубину влияния палеоклиматических изменений с учетом твердо установленного факта — наличия в истории климата закономерных колебаний, называемых климатическими циклами или ритмами.

Некоторые исследователи, анализируя влияние крупных поверхностных водоемов на температурный режим подстилающих пород (Вернадский, 1933 г.; Корытникова, 1940 г.), приходили к выводам об огромном влиянии на подстилающие породы солнечной радиации, трансформированной через мощную толщу поверхностной гидросфера, где теплообмен облегчен наличием сильных конвективных движений.** По поводу охлаждающего влияния поверхностных водоемов на подстилающие породы В. И. Вернадский писал: «Так как... здесь мы имеем явление, сложившееся в геологическое время, охлаждение твердых масс под дном океана на десятки градусов по сравнению с температурой суши того же уровня от центра может проникать на километры и даже больше от уровня морского дна».

Даже при отсутствии конвекции роль солнечной энергии в тепловом режиме поверхностных водоемов очень велика. Так, по результатам исследований новозеландских ученых К. Уэллмана и А. Уилсона озеро Ванда (Антарктида) прогревается за счет лучистой энергии Солнца до самого дна на глубину 70 м через прозрачный лед толщиной 4 м. Температура воды у дна равна 27°С или на 47° С больше среднегодовой температуры воздуха. Попытки обнаружить здесь подток термальных вод с глубины, наличие физико-химических реакций, протекающих с выделением тепла, и т. д.. ни к чему не привели, и разгадка этому феномену была найдена лишь тогда, когда произвели сопоставление температурной и гидрохимической стратификаций. Прогревавшаяся за счет лучистой энергии Солнца вода донных слоев (дно нагревалось, так как вода и лед пропускали лучи) не могла подниматься вверх, несмотря на уменьшение плотности при нагревании, поскольку она оставалась из-за высокой минерализации более тяжелой, чем вода верхних холодных, но пресных слоев. На примерах

* Подобные расчеты правомочны лишь при полном отсутствии конвективных процессов в пределах исследуемой толщи, что для верхних слоев земной коры нереально.

** Правда, В. И. Вернадский считал, что низкая температура Мирового океана объясняется слабой концентрацией радиоактивного вещества в воде.

озер Автарктиды убедительно, на наш взгляд, подтверждается колоссальная роль вынужденной конвекции в энерго- и массообмене. Действительно, в районах сезонного промерзания верхних слоев поглубоких поверхностных водоемов мы не наблюдаем подобной стратификации ни в температуре, ни в химическом составе воды. Ее нет потому, что в периоды отсутствия ледяного покрова вся вода перемешивается конвективным путем под влиянием ветра. При наличии круглый год ледяного покрова условий для вынужденной конвекции нет. Перемешивание происходит лишь под влиянием свободной (тепловой) конвекции, но лишь на первых порах, до тех пор, пока из-за расслоения вод по минерализации (гравитационного, например) вода нижних слоев не окажется настолько тяжелой, что не сможет подниматься вверх даже при нагревании на десятки градусов больше, чем нагреты верхние пресные слои воды. Любопытно, что, несмотря на колоссальные градиенты концентрации и температуры, возникающие в таких условиях, роль молекулярной и тепловой диффузии вместе взятых остается настолько ничтожной, что она не может привести к миграции химических ингредиентов из донных слоев воды в верхние и привести таким образом к выравниванию минерализации в толще озерной воды.

Изучая причины микроколебаний земной коры, В. Ф. Бончковский (1962 г.) установил, что глубина проникновения тепловых деформаций, возникающих под влиянием годовых и суточных колебаний температуры на поверхности превышает 1 км. Выражаются эти тепловые деформации через упругие связи между слоями в форме суточных и годовых ходов наклонов земных слоев. Приводимые В. Ф. Бончковским данные Яна Пиха показывают, что годовой ход наклона выражается совершенно отчетливо даже на глубине 1009 м, где амплитуда лишь в 2—3 раза меньше, чем на глубине «первых десятков метров».

Изучение энергии физико-химических процессов показало, что во многих случаях источником их является также тепло Солнца (Saull, 1955 г.; Шведов, 1974 г.). Исследования М. В. Белова и В. И. Лебедева (1957 г.) подтверждают, что в неорганическом круговороте вещества «зарядка» геохимических аккумуляторов происходит в зоне гипергенеза за счет энергии Солнца. Освобождение же или «разрядка» этой энергии осуществляется в глубоких недрах Земли. В основе этого процесса авторы видят количественные (длина) и качественные (характер) различия связей между атомами алюминия и кремния, с одной стороны, и кислорода — с другой. Хотя считается, что роль этого процесса в энергетике земной коры переоценивается, наличие его никем не оспаривается (Коржинский, 1958 г.).

Существуют еще, очевидно, многие другие виды воздействия экзогенных факторов на физические свойства пород и вод глубоких недр Земли, о которых мы еще мало знаем или ничего не знаем. Так, установлена возможность подземной регистрации космического излучения на глубинах 2—3 км (Бондаренко, Блох, Тархов, 1963 г.). Регистрируемые при этом μ -частицы проникают на эти глубины за время, меньшее их жизни ($2,2 \cdot 10^{-6}$ с). В других работах рассматривается возможность влияния потока нейтрин из космоса на тепловой поток (Isaacs, Bradner, 1964 г.).

В. Ф. Печерников и В. Н. Дахнов (Дахнов, Дьяконов, 1952) считают, что образование радиоактивных элементов и изотопов нерадиоактивных элементов происходит в земной коре под действием жестких составляющих космического излучения. С позиций этой гипотезы легко объясняется закономерное

уменьшение с глубиной содержания радиоактивных элементов в породах, а также равенство тепловых потоков в различных геолого-гидрогеологических условиях.

В 1961 г. была проведена Международная конференция по вопросам связи между солнечной активностью и геофизическими проблемами (*Solar variations, climatic change and related geophysical problems*. 1964 г.). Представленные на ней результаты исследований в различных областях знаний от физики Земли и Космоса до медицины показывают, что сама Земля и все живое на ней находятся под глубоким воздействием Солнца и Космоса. Следует, по-видимому, напомнить забытое и приводимое П. Ф. Швецовым (1959 г.) высказывание Л. А. Ячевского (1905 г.) о том, что в земной коре нет такого слоя, где не сказывались бы изменения температуры на поверхности Земли.

2. ГЕОТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ

Вводная часть

Температура в физике определяется как мера интенсивности теплового движения. На практике под температурой понимают физическую величину, являющуюся мерой отклонения данного тела от теплового равновесия с другим телом, состояние которого условно принято за нулевое. Поскольку любое физическое явление, включая процесс переноса тепла, происходит в пространстве и во времени, то аналитическое исследование теплопередачи сводится к изучению пространственно-временного изменения основной физической величины — температуры, характерной для данного явления. Совокупность мгновенных значений температуры пород во всех точках изучаемого пространства для каждого момента времени называется г е о т е м п е р а т у р ы м п о л е м . Выделяются стационарное и нестационарное геотемпературные поля. Стационарным называют температурное поле, температура которого в любой его точке остается неизменной во времени и является функцией только координат. Нестационарным называют такое температурное поле, температура которого изменяется в пространстве и во времени. Температурное поле Земли принимают квазистационарным (Тихонов, 1937 г.). Различают также естественное геотемпературное поле и искусственное. Выделяются идеальное, региональное (нормальное) и нарушенное (фактическое) естественные поля.

Температурное поле может быть трехмерным, когда температура является функцией трех координат, а также соответственно двух- и одномерным. Если соединить точки поля с одинаковой температурой, то получим изотермы и изогипсы поверхности. При пересечении изотермической поверхности плоскостью на последней получим семейство изотерм, т. е. линий равных температур. Увеличение температуры в направлении нормали к изотермической поверхности характеризуется градиентом температуры. Г е о - т е р м и ч е с к и м г р а д i е n t o m называют отношение разности температур между двумя точками к разности глубин между этими точками:

$$\Gamma = \frac{t_2 - t_1}{h_2 - h_1}. \quad (2)$$

где t_1 и t_2 — температура ($^{\circ}\text{C}$) на глубинах соответственно h_1 и h_2 (см).

В практике геологических и гидрогеологических исследований геотермический градиент определяют обычно для интервалов 100 м или 1 км ($^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$; $^{\circ}\text{C}/\text{км}$).

Геотермической ступенью называется величина приращения глубины (в м) при изменении температуры на 1°C :

$$G = \frac{h_2 - h_1}{t_2 - t_1} \cdot (\text{м}/^{\circ}\text{C}). \quad (3)$$

Величина геотермической ступени связана с величиной геотермического градиента следующим соотношением:

$$G = \frac{1}{\Gamma}. \quad (4)$$

При определении средних значений геотермического градиента или геотермической ступени для всего вскрытого скважиной разреза необходимо учитывать температуру и глубину залегания «нейтрального слоя», под которым мы понимаем условную глубину залегания подошвы слоя годовых переменных температур в условиях молекулярного теплообмена (25 м при $a = 10^{-2} \text{ см}^2/\text{с}$; $2 \Delta t = 30^{\circ} \text{C}$ и $\Delta t_x = 0,01^{\circ} \text{C}$). Поскольку температура «нейтрального слоя» зависит от географических координат точки исследований и ее высоты над уровнем моря, то при точных определениях величины геотермического градиента с карты «нейтрального слоя» берется температура, приведенная к уровню моря, а геотермические параметры определяются по формулам (Фролов, 1968)

$$\Gamma = \frac{t_2 - (t_0 - 0,006h)}{h_2 - 25}, \quad (\text{м}/^{\circ}\text{C}) \quad (5)$$

$$G = \frac{h_2 - 25}{(t_2 - (t_0 - 0,006h))} \cdot (\text{м}/^{\circ}\text{C}) \quad (6)$$

В хорошо проницаемых породах при наличии движения подземных вод геотермический градиент искажается. При восходящем движении подземных вод, например, он уменьшается с глубиной (Огильви, 1959).

$$\Gamma = \Gamma_0 \exp(-px), \quad (7)$$

где Γ_0 — начальный геотермический градиент, $^{\circ}\text{C}/\text{см}$;

$p = \frac{vc_0\rho_0}{\lambda}$ — параметр, определяющий характер распространения теплового потока, см^{-1} ;

v — скорость фильтрации подземных вод, $\text{см}/\text{с}$;

c_0 — удельная теплоемкость воды, $\text{кал}/\text{г} \cdot ^{\circ}\text{C}$;

ρ_0 — плотность воды, $\text{г}/\text{см}^3$;

λ — коэффициент теплопроводности пород, $\text{кал}/\text{см} \cdot \text{с} \cdot ^{\circ}\text{C}$.

Естественное геотемпературное поле

Иdealным геотемпературным полем Н. А. Огильви (1959 г.) предлагают считать такое поле, которое возникло бы в однородных и изотропных горных породах, не имеющих источников и стоков тепла. Поскольку в природе таких условий не существует, идеальное поле является

математической абстракцией, помогающей, однако, в решении некоторых вопросов истории развития Земли.

Региональное (нормальное) геотермальное поле. Породы, слагающие земную кору, в действительности весьма неоднородны. Характер поверхности Земли также разнообразен, в зависимости от чего изменяется альbedo поверхности Земли и ее температура, что в свою очередь определяет количество солнечной энергии, которое поглощается земной поверхностью. Нормальное поле отражает эти региональные закономерности геологического строения Земли и физико-географических особенностей на ее поверхности, что иллюстрируется изменением геотермических параметров в различных геолого-географических зонах страны. Региональное распределение радиационного баланса определяется в основном широтным и высотным положением исследуемой точки. Изолинии радиационного баланса повторяют в общем рисунок параллелей. Нарушается эта закономерность лишь в горных районах, где на широтную зональность накладывается высотная. Температура пород на территории европейской части СССР изменяется в широтном направлении на глубине 25 м в среднем на $0,5^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 км при одинаковой высоте над уровнем моря (Фролов, 1961 г., 1966 г.). При различной высоте над уровнем моря исследуемых скважин это легко учитывается, так как среднегодовые температуры воздуха и пород, зависящие от величины радиационного баланса, подчиняются одинаковым закономерностям. Гипсогеотермический* градиент совпадает с аэротермическим не только в почве, но и на больших глубинах. Измерения температуры источников из моренных отложений в Западных Татрах показывают, что их высотная температурная зональность также зависит от аэротермического градиента. В интервале высот 1050—1600 м температура источников с дебитом преимущественно порядка 0,2 л/с изменялась по градиенту $0,55^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ (Ziemonska, 1960 г.), что очень близко совпадает с вычисленным нами.

Нарушенное геотермальное поле. Нарушенным полем называется такое естественное поле, региональные закономерности формирования которого нарушены влиянием локальных факторов экзогенного или эндогенного происхождения (экспозиция склонов, форма рельефа и окрашенность земной поверхности, характер и мощность снежного и растительного покровов, а также гидрогеологические, гидрологические и геологические особенности района). Влияние экспозиции склонов, формы рельефа и окрашенности земной поверхности на температурный режим подстилающих пород изучалось лишь в почвенном слое, поэтому судить о степени влияния этих причин на больших глубинах в настоящее время можно лишь качественно. Влияние экспозиции на температуру подстилающих пород, например, определялось в течение трех лет в Альпах на глубине до 0,8 м. Максимальная среднегодовая разница, составившая по О. А. Дроздову $3,2^{\circ}\text{C}$ (Шульгин, 1957), отмечена между северным и юго-западным склонами. Минимальная — между юго-восточным, южным и юго-западным склонами уменьшается до $0,1^{\circ}\text{C}$. По исследованиям В. Ф. Тумеля (1933 г.) и В. А. Кудрявцева (1954 г.) в области многолетней

* Гипсогеотермическим градиентом мы называем (Фролов, 1962 г.) величину изменения температуры пород на единицу высоты (на сравнимых глубинах) между двумя точками, расположенными на одной географической широте (для большей части территории СССР он равен $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$).

мерзлоты температура грунтов на северных склонах в среднегодовом цикле обычно меньше на 1—3° С, чем на южных. Влияние угла наклона поверхности Земли также сказывается на температуре пород. Ниже приведена температура пород на глубине 0,15 м (М. Н. Будыко, 1952 г.).

Угол наклона поверхности, градусы	10	20	30
Температура, °С	8,94	9,21	9,32

По данным В. Ф. Тумеля (1935 г.), в Иркутске за 1929—1930 гг. на горизонтальную поверхность упало тепла в среднем в два раза меньше, чем на перпендикулярную к лучам Солнца (соответственно 60 и 119 ккал/см² в год).

Таблица 1

Средние величины альбедо
для основных видов естественной
поверхности Земли (Будыко, Берлянд,
Зубенок, 1954 г.)

Вид поверхности	Альбето
Снежный покров	0,70—0,80
Тундра, лес, степь	0,14—0,18
Пустыни	0,30
Водная поверхность (средняя)	0,10

(Кудрявцев, 1954 г.). Окрасленность земной поверхности и характер покрова (снежного, растительного) оказывают существенное влияние на температуру почвы, поскольку ими определяется альбето поверхности Земли, которое под влиянием указанных причин изменяется в больших пределах (табл. 1).

Поскольку указанные основные типы поверхности Земли носят зональный характер, они учитываются автоматически при определении радиационного баланса (в виде альбето). В настоящем разделе приведенные данные интересуют нас лишь с точки зрения оценки азональных явлений. Так, по данным И. С. Костипа (1955 г.) температура почвы под черной поверхностью в теплый период года на 1—2° С теплее почвы под светлой поверхностью в пределах небольшого участка. Под оголенной от растительности поверхностью Земли температура пород в летнее время года выше, а в зимнее — ниже. В среднегодовом цикле температура пород под естественным растительным покровом в некоторых районах выше на 0,4—1,2° С до глубины 1,6 м (Г. А. Любославский, 1909 г.).

Глубина, м	0,0	0,1	0,2	0,4	0,8	1,6
Среднегодовое превышение, °С	0,93	1,17	0,79	0,74	0,70	0,43

Лес в области сезонного промерзания в среднегодовом цикле понижает температуру подстилающих пород, а степень понижения зависит от характера, возраста и мощности лесной подстилки (Тольский, 1919 г.).

Глубина, м	0,00	0,10	0,25	0,50	1,00	2,00
Среднегодовое превышение, °C	2,3	2,6	2,5	2,3	2,4	2,3

Годовая температурная амплитуда пород в лесу меньше, чем в поле. Разница в температурах почти стабильна до глубины 2,0 м. Судя по этому, влияние леса более глубоко сказывается на температурном режиме подстилающих пород, чем окрашенность, экспозиция склонов и форма рельефа. На Загорском стационаре Института мерзлотоведения проводились наблюдения за влиянием как растительного, так и снежного покровов на температурный режим подстилающих пород (табл. 2). При изучении влияния снежного покрова на температурный режим подстилающих пород в европейской части СССР было установлено, что 1 см снежного покрова в среднем повышает температуру подстилающих пород примерно на 0,1° С (Шульгин, 1957). Именно поэтому, вероятно, разница между средними многолетними температурами воздуха и почвы увеличивается с юга на север, т. е. в сторону увеличения мощности и длительности снежного покрова. При региональных построениях на большом фактическом материале этот фактор учитывается автоматически. При оценке же локальных температурных полей, когда фактического материала недостаточно, на эти закономерности необходимо обращать особое внимание. Так, по данным И. Я. Шамшуры (1959 г.) глубина залегания подошвы слоя годовых теплооборотов и его температура в районе г. Норильска сильно колеблются в зависимости от мощности снежного покрова.

Таблица 2

Влияние растительного и снежного покровов на температурный режим подстилающих пород на Загорском стационаре за период 1/VII 1957 г.—1/VII 1959 г.

Глубина, м	Естественный покров		При удаленном растительном и снежном покровах		Разница, °C	
	Среднегодовая температура, °C	Амплитуда, °C	Среднегодовая температура, °C	Амплитуда, °C	Температура, °C	Амплитуда, °C
1,6	6,3	8,9	4,8	11,0	4,5	2,1
3,0	6,5	6,4	5,1	6,8	1,4	0,4
4,0	6,7	3,8	5,4	5,1	1,3	1,3
6,0	6,6	2,1	5,7	2,8	0,9	0,7
8,0	6,7	1,2	5,9	1,8	0,8	0,6

Поверхностные водные массы, а особенно крупные (океанические) играют огромную роль в формировании температурного поля Земли. Они переносят огромное количество тепла от экватора к полюсам, в чем особая заслуга

принадлежит постоянным океаническим течениям. В экваториальной части нижележащими слоями воды поглощается до 60 ккал/см² в год тепла солнечной радиации, а у восточного побережья Северной Америки нижние слои океана отдают до 100 ккал/см² в год тепла (рис. 1). В Атлантическом океане на глубине 1000 м температура убывает от 10—11° С на 30° с. ш. до 0° С близ берегов Скандинавии. На поверхности океана температура в феврале изменяется от 29° С у экватора до 0° С у берегов Шпицбергена. В августе температура океанических вод на поверхности несколько уменьшается на севере и

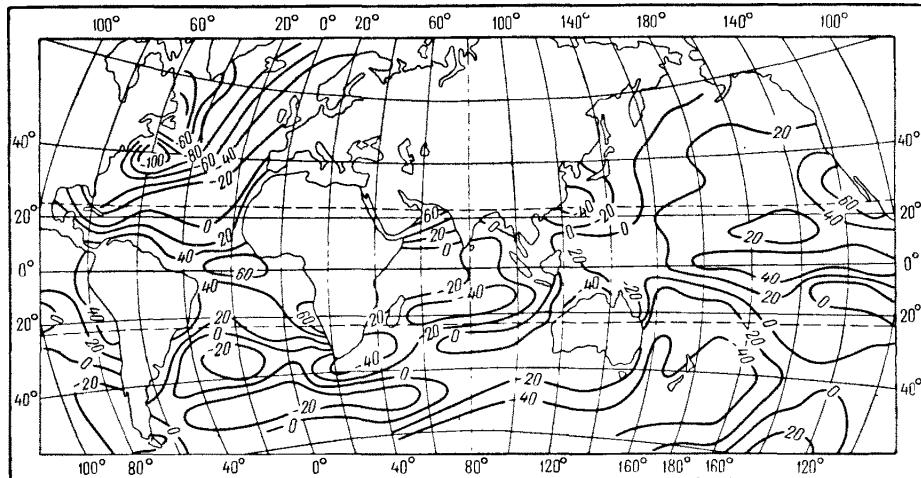


Рис. 1. Теплообмен поверхности океана с более глубокими слоями, ккал/см² в год (М. И. Будыко, 1956 г.).

возрастает на юге. Годовые амплитуды температур Мирового океана изменяются в зависимости от широты (Л. К. Давыдов и Н. Г. Конкина, 1958 г.):

Полушарие	Северное						Южное				
	50	40	30	20	10	0	10	20	30	40	50
Широта, градусы	8,4	10,2	6,7	3,6	2,2	2,3	2,6	3,6	5,1	4,8	2,3
Амплитуды, °С											

Суточные амплитуды на поверхности океана колеблются от 1° С в районе экватора до 0,1° С в высоких широтах. Благодаря огромной роли конвективной составляющей теплообмена суточные температурные амплитуды передаются до 25—30 м и более, а годовые — до 350 м. В целом конвекцией затронута масса океанических вод до самого дна, что обусловлено также меридиональной циркуляцией вод, сопровождающейся подъемом глубинных вод у экватора (Давыдов и Конкина, 1958 г.). По абсолютному значению температура океанических вод понижается с глубиной с различными градиентами (рис. 2), зависящими в основном от широты. В замкнутых морях разница в температурах на различных глубинах меньше, чем в океанах, что подчеркивает большую роль

течений в океанах. Так, в Средиземном море температура глубже 100 м почти постоянна и равна примерно 12° С. Средняя температура толщи воды Средиземного моря при глубине 3445 м и среднегодовой температуре воздуха 20,5° С равна 13,7° С. В Красном море при глубине 1241 м и среднегодовой температуре воздуха 27,0° С средняя температура воды равна 21,4° С. В 1966 г. советская экспедиция на судне «Академик С. Вавилов» установила в Красном море в небольшой впадине (около 2000 м) самую высокую (44° С) температуру придонной воды (максимальная считалась в Персидском заливе 36° С).

Теплоемкость воды значительно выше теплоемкости горных пород, ввиду чего величина температурных амплитуд в водоеме меньше, чем в породе на той же глубине, но проникают они в воде глубже за счет прозрачности воды (лучистый теплообмен) и перемешивания (конвекция). В Аральском озере

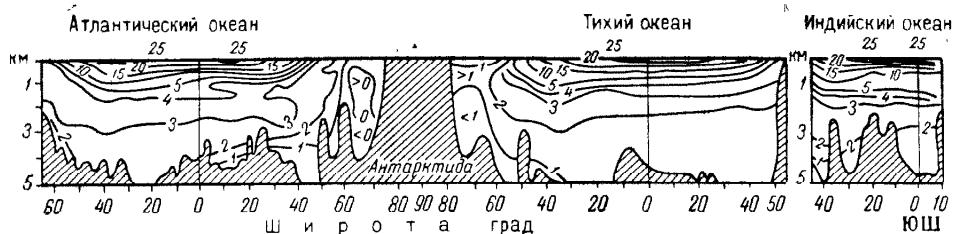


Рис. 2. Вертикальное распределение температуры в Мировом океане (Г. Дитрих, 1961 г.).

суточные амплитуды по Бергу улавливаются до глубины 9 м. В Белом озере до 12 м, а в Черном и Балтийском морях даже до 25—30 м. Годовые температурные амплитуды в озерах наблюдаются на глубине до 100 м (табл. 3), а иногда свыше 170 м (Аттерское озеро в Австрийских Альпах). В морях мощность слоя годовых амплитуд может достигать 350 м.

Таблица 3

Температурный режим Женевского озера (по Форелю, 1879 г.)

Глубина, м	14/V	21/VI	24/VII	20/VIII	24/IX	23/X	19/XII	Изменения за год, °C
Поверхность воды	9,8	19,4	19,6	22,0	29,2	11,4	5,6	23,6
10	7,2	12,3	14,6	18,0	16,3	11,1	5,6	12,4
20	7,0	8,7	13,0	12,7	12,2	11,0	—	5,0
30	6,9	7,4	11,7	10,5	9,3	10,4	—	4,8
40	6,8	6,6	7,9	7,6	7,6	8,5	—	1,8
50	6,5	6,3	6,7	6,9	7,0	7,1	5,6	1,5
70	6,1	6,4	6,0	6,0	6,0	6,4	—	0,4
100	5,5	5,4	5,5	5,5	5,4	5,8	5,6	0,4
250	5,2	5,2	5,2	5,2	5,2	5,2	5,2	0,0
335	5,2	5,2	5,2	5,2	5,2	5,2	5,2	0,0

Примечание. Среднегодовая температура воздуха 9,35 °С, поверхности воды 11,35 °С.

Массы океанической воды оказывают огромное влияние на климат, что в свою очередь сказывается на температуре поверхности Земли. По приблизительным подсчетам (Давыдов, Конкин, 1958 г.) масса воды объемом 14 тыс. км³ при охлаждении на 1° С может вызвать нагревание воздуха на 10° С до высоты 4 км на территории всей Европы. В целом крупные водоемы в средних и южных широтах оказывают огромное охлаждающее влияние на температурный режим земной коры, поскольку большая часть океанической массы имеет невысокую температуру (4° С). Однако в районах многолетней мерзлоты они «утепляют» земную кору. На огромную охлаждающую роль водных масс в температурном режиме земной коры впервые по-настоящему обратил внимание В. И. Вернадский (1933 г.). Н. Н. Корытникова (1940 г.) подсчитала, что озеро Байкал при глубине 1,7 км и температуре дна 3° С охлаждает породы до глубин свыше 17 км:

Глубина, км	1,7	3,4	5,1
Температура под озером, °С	3,0	57,4	111,5
Понижение температуры под озером по сравнению с сушей, °С	51,0	47,6	44,5

При этом Н. Н. Корытниковой также установлено, что боковое охлаждающее влияние озера на породы значительно меньше и в 12,5 км оно увеличивает геотермическую ступень лишь на 1 м/°С, тогда как под дном озера геотермическая ступень уменьшена.

По данным специальных измерений температуры в скважине на дне Тихого океана геотермическая ступень до 154 м (от уровня дна океана) равна всего 7,3 м/°С (табл. 4), что в 4—5 раз ниже средней для земного шара. Высокие геотермические градиенты и тепловые потоки считаются аномальными и связываются с современной вулканической деятельностью в этом районе (Herzen, Maxwell, 1964 г.). П. Ф. Швецов (1964 г.) считает это явление вполне нормальным. Градиенты, как полагает он, должны быть высокими у дна

Таблица 4
Геотермические исследования на дне Тихого океана у о. Гваделупа

Местоположение скважины и глубина океана	Интервал исследования, м	Температура, °С	Градиент, °С/см	Коэффициент теплопроводности, кал/см·с·°С	Тепловой поток, кал/см ² ·с
Скважина по проекту Мохо 28° 59' с. ш. 117° 30' з. д. 3440—2570 м	0,0—154,0	1,62—22,7	1,37·10 ⁻³	2,04·10 ⁻³	2,80·10 ⁻⁶
Там же, шесть мелких скважин (обычные зондировочные измерения)	0,0—3,0	—	1,27·10 ⁻³ 2,14·10 ⁻³	1,94·10 ⁻³	2,61·10 ⁻⁶ (средний)

крупных поверхностных водоемов вследствие «...исключительно большого термосопротивления или мощного теплоизолятора, каким является четырехкилометровая толща воды, располагающаяся между изобатами 1000—500 м».

Температурный режим пород на островах крупных водоемов формируется под влиянием теплообмена с океаном до очень больших глубин. Термограммы в скважинах синхронны термограммам океана до глубин в 1000 м. Лишь с глубины 1000—1100 м при расстоянии от океана в 3 км температура пород острова начинает возрастать (рис. 3). На островах близ континентов, а также в океане близ берегов температура пород возрастает с глубиной так же, как и на континентах, но при пониженном абсолютном значении.

Температурная зональность даже в верхних слоях Земли искается не только под влиянием поверхностных факторов, но и внутренних — геологических и гидрогеологических. Наиболее существенные локальные температурные аномалии связаны с движением подземных вод и магматогенными процессами на участках действующих вулканов. Вулканические извержения выносят около $3 \cdot 10^{24}$ эрг/год тепла (Ферхуген, 1946 г.), что, по мнению Е. Н. Люстикса (1959 г.), на порядок ниже действительного значения, так как в приведенном расчете не учитывалось тепло оставляющих интрузий и вулканических туфов, подводного вулканизма, а также тепло вулканических газов и содержащегося в нем пара.

Температурные аномалии формируются не только непосредственно у вулканического очага под влиянием внедрившейся или излившейся на поверхность магмы, но и на значительном расстоянии от них. Огромную роль в этом играют подземные воды, переносящие тепло от вулканического очага на прилегающие участки. Так, на Аляске после извержения вулкана Катмая в 1912 г. в близлежащей долине, названной «Долиной десяти тысяч дымов», появилось несколько десятков тысяч фумарол с общим расходом пара около 23 млн л/с, температурой от 97° С и выше и годовым расходом тепла около 10^{25} эрг/год. Длина участка, где выделяется пар, составляет 24 км (Овчинников, 1946). Однако термальная активность его со временем понижается.

При взаимодействии нагретых масс с инфильтрационными водами в кратерах и на склонах вулканов образуются многочисленные фумаролы — парогазовые струи с температурой до 100° С — выносящие также большое количество тепла. По данным А. С. Некоропова (1960 г.), тепловая мощность фумарольных полей Курильского вулкана Эбеко в межпароксизмальную стадию составляет $2,4 \cdot 10^7$ кал/с.

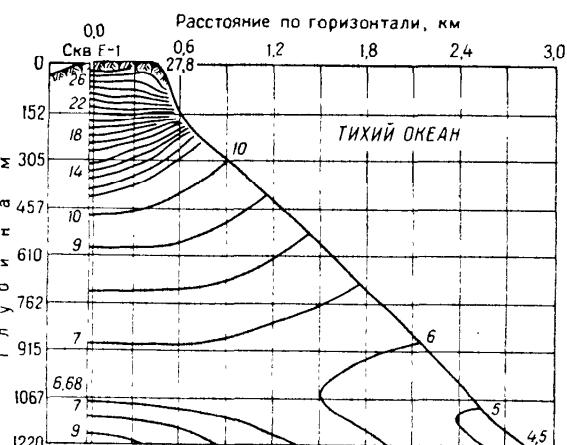


Рис. 3. Геотермический профиль через атолл Эниветок (I. H. Swartz, 1958 г.).

В настоящее время высокотермальные воды в районах молодой вулканической деятельности известны во многих местах (Япония, СССР, Новая Зеландия и др.). В Новой Зеландии в районе Вайракей уже на глубине 450 м были встречены воды с температурой 263° С, а самая высокая температура (296° С) установлена на глубине 900 м. Земная кора в районе Вайракей прогрета до самой поверхности, а пар встречается уже на глубине 30—60 м. В Советском Союзе термальные воды, связанные с вулканической деятельностью, широко известны на Камчатке и Курильских островах. В районе Паужетки, вблизи р. Озерной (Камчатка) поверхность Земли прогрета ими до 90—100° С.

Подземные воды в силу широкого распространения в осадочной толще земной коры, большой динаминости и высокой теплоемкости играют в переносе тепла и формировании температурных аномалий огромную роль. В областях питания, занимающих повышенные участки артезианских бассейнов, инфильтрационные воды охлаждают прилегающий к области питания склон бассейна на сотни и тысячи метров, формируя отрицательные аномалии. В областях и местных очагах разгрузки подземные воды выносят тепло, аккумулированное в центральных частях бассейнов, создавая положительные аномалии в нормальном температурном поле. Площадь и интенсивность таких аномалий, изменяясь во времени, определяются площадью разгрузки подземных вод, их расходом и температурой. В некоторых районах открытой разгрузки подземных вод с высокими температурами и расходом формируется на поверхности Земли даже свой микроклимат.

Существенные отрицательные термические аномалии возникают на фоне регионального поля в карстовых районах, где в их формировании играют большую роль не только подземные воды, но и опускающиеся в карстовые полости массы холодного воздуха в зимний период года.

Особенности литологического состава пород также оказывают большое влияние на температурное поле Земли, поскольку они определяют теплопроводность пород, которая зависит также от плотности пород, их влажности, водопроницаемости, температуры, текстуры, характера заполнителя пор и т. д.

У поверхности Земли разница между температурами глинистых и песчаных почв в одинаковых условиях может достигать 1,0—1,5° С, а между температурами подзолистой и суглинистой почв она колеблется от 1,7 до 2,8° С (Полыков, 1911 г.; Кудрявцев, 1954 г.; Шульгин, 1957). В зависимости от литологии изменяется также величина температурных колебаний и глубина затухания годовых амплитуд. Естественные геотемпературные аномалии могут возникать также на участках, где в породах происходят различные физико-химические процессы с выделением (Янгантау) и поглощением тепла (гора Развалка). К настоящему времени подтверждены в полевых условиях температурные аномалии над сульфидными месторождениями на участках окисления пирита и др., в связи с чем возникла идея поисков месторождений сульфидных руд на Зыряновском месторождении сульфидов при помощи термометрии (Софронов, Соловьев, 1932 г.). В течение последующих двух-трех лет предложение апробировалось в полевых условиях П. Ф. Родионовым и Н. И. Шаховым на колчеданных месторождениях Среднего Урала, а также Н. И. Сочевановым на Южном Урале (Родионов, Софронов, 1935 г.). При этих исследованиях температура измерялась в неглубоких скважинах (1,0—2,5 м) по профилям, пересекающим месторождение вкрест простирации. Максимальная разница

достигала при этом $2,3^{\circ}\text{C}$. Необходимо, однако, заметить, что, поскольку измерения производились в очень мелких скважинах, влияние на температуру могли оказывать и многие поверхностные факторы (различия в характере растительного покрова, цвете поверхности, экспозиции склонов и пр.), которые могут давать отклонения значительно больше отмеченных. Заметные экзотермические реакции возникают при окислении киновари, что наблюдалось Л. Я. Ячевским (1913 г.) на ртутном руднике в Никитовке, где им отмечена низкая геотермическая ступень в $11,6\text{ m}/^{\circ}\text{C}$.

Заканчивая краткую характеристику естественных факторов, обусловливающих формирование геотемпературных аномалий, отметим, что нормальное поле нарушается также на локальных участках с многолетней мерзлотой азонального характера. Впервые, очевидно, на это явление обратил внимание Н. П. Рычков, обследовавший в июне 1769 г. одну из пещер Башкирии, где в жаркий летний день обнаружил лед. Позже участки с многолетней мерзлотой были обнаружены на горе Развалке в Пятигорске, на дне озера Развал в Илецкой защите (Дзенс-Литовский, 1951 г.) и в некоторых других местах. Явление это сравнительно редкое, а о происхождении его на отдельных участках часто нет единого мнения. На наш взгляд в большинстве случаев это является следствием «затекания» холодного воздуха зимой.

Искусственное геотемпературное поле

В отличие от естественного, искусственное температурное поле формируется лишь под влиянием деятельности человека, т. е. при воздействии искусственных факторов: в районах строительства, вырубки и насаждения лесов, распашки полей, сооружения водохранилищ и ирригационных систем, законтурного обводнения нефтяных месторождений, на участках подземных ядерных взрывов и при газификации углей, строительства шахт и карьеров и т. д. В целом существование человека на планете ведет не только к формированию температурных аномалий в верхней части земной коры, но и к потеплению климата. Связано это, в частности, с запылением атмосферы, что усиливает «оранжерейный» эффект. Влияние человека на температурный режим земной коры изучено слабо и в основном лишь по области многолетней мерзлоты. По области сезонного промерзания в качестве примера приведем район г. Киева, где нами проводились термометрические работы в 1960—1962 гг. На профиле рис. 4 видно, что температура пород на нижней террасе значительно ниже, чем на верхней, хотя должно быть наоборот. Положительная аномалия отмечается как на профиле, так и на термограммах, увеличиваясь в сторону коренного берега. Знакомство с поверхностными условиями на данном участке показало, что верхняя терраса плотно застроена жилыми зданиями, а на нижней разбит большой тенистый парк. Как известно, указанные явления дают противоположный эффект. Строительство чаще всего ведет к утеплению поверхностных слоев, а лесопарк воздействует охлаждающе на подстилающие породы. Утепляющее влияние крупных городов на недра Земли хорошо видно на составленной нами схеме геоизотерм «нейтрального слоя» для территории Московской области, где четко выделяется положительная температурная аномалия в районе г. Москвы (рис. 5). Распространяется она на глубину более 100 м. При сооружении же человеком глубоких шахт (до 500—1000 м и даже глубже)

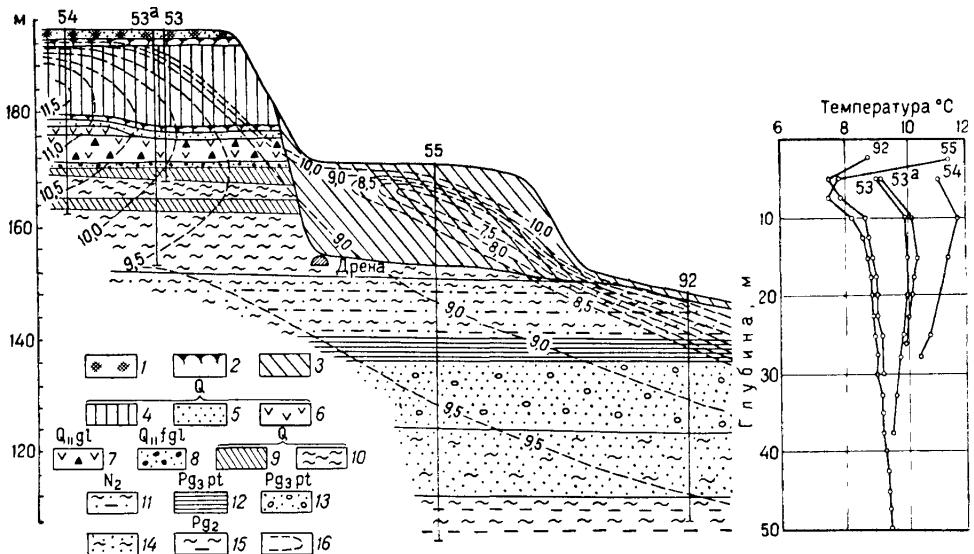


Рис. 4. Геотермический профиль через правый берег Днепра у Киева и термограммы по скважинам (июль, 1960 г.)

1 — насыпь; 2 — растительный слой; 3 — оползнистые породы; 4 — лёсс; 5 — песок; 6 — надморенные суглинки; 7 — морена; 8 — подморенные пески; 9 — суглинок; 10 — глина бурая; 11 — глина пестрая; 12 — глина каолинизированная, полтавская; 13 — песок полтавский; 14 — песок харьковский; 15 — «наглиник»; 16 — геоизотермы

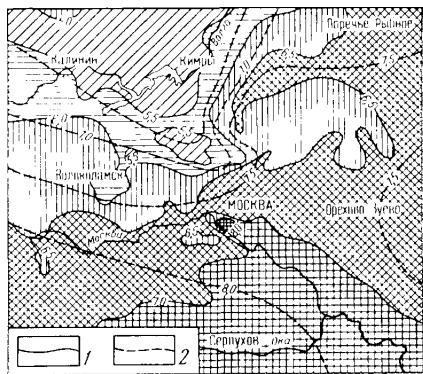


Рис. 5. Схематическая карта геоизотерм «нейтрального слоя» на территории Московской области (1962 г.)

1 — геоизотермы на глубине 25 м с учетом рельефа; 2 — то же, приведенные к уровню моря

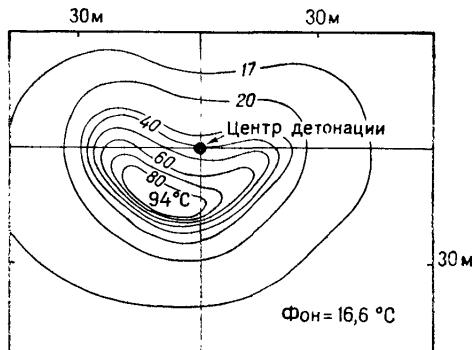


Рис. 6. Температурная аномалия на участке подземного ядерного взрыва Рейниер (США) мощностью 1,7 кВт (19/VIII 1957 г.) через 5 месяцев после взрыва («Подземные ядерные взрывы», 1962)

температурный режим пород (под влиянием в основном вентиляции) нарушается на многие сотни метров ниже поверхности Земли. Термограммы в пределах городов и поселков имеют ясно выраженный «инсолиационный» характер, т. е. показывают четкое уменьшение температуры с глубиной, чем резко выделяются, поскольку подобное явление отмечается, кроме того, лишь на океанических островах и в районах многолетней мерзлоты.

Локальные температурные аномалии возникают на участках бурения скважин и вблизи шахтных колодцев. По данным Г. А. Череменского (1960 г.), диаметр зоны нарушения вокруг скважины достигает 10—20 м и даже больше, что зависит от длительности бурения, температуры промывочной жидкости, теплофизических свойств пород, а также геологических и гидрогеологических особенностей района.

Своеобразное искусственное температурное поле наблюдалось нами в период полевых работ в 1962 г. в районе с. Изобильное Ставропольского края при опытных термометрических работах в районе цезиометрической скв. 39. На профиле четко оконтуриваются два тепловых очага, которые, как выяснилось, совпадали с двумя «нитками» газопровода. Ввиду повышенной температуры газа ($30-35^{\circ}\text{C}$), циркулирующего по трубам в течение нескольких лет, породы вблизи газопровода прогревались на расстояние до 5—10 м по площади и на глубину свыше 27,5 м.

Искусственные температурные поля возникают также в районах эксплуатации месторождений нефти и газа, где естественное поле искажается не только вследствие откачки, но и заводнения (Беляков, 1949 г.; Кострюков, Голиков, 1962 г.). Искажается температурный режим также на участках интенсивного

Таблица 5

Распределение тепловой энергии
через 5 мес. после ядерного взрыва
Рейниер в США

(Подземные ядерные взрывы, 1962)

Изотерма, $^{\circ}\text{C}$	Средний радиус, м	Энергия внутри области, ограниченной данной изотермой, кал
20	30	$1 \cdot 10^{12}$
40	24	$7 \cdot 10^{11}$
60	17	$3 \cdot 10^{11}$
80	9	$6 \cdot 10^{11}$

Таблица 6

Среднегодовое влияние поверхностных условий на температурный режим подстилающих пород

Охлаждающее	Утепляющее
<p>Увеличение географической широты Рост высоты над уровнем моря Лес, лесополосы Удаление снежного покрова Искусственные и естественные водоемы (в области многолетней мерзлоты утепляющее) Северная экспозиция склонов Карст Заполнение отработанных нефтяных пластов</p>	<p>Уменьшение географической широты Уменьшение высоты над уровнем моря Вырубка леса Снежный покров Строительство жилых зданий и сооружений Южная экспозиция склонов Распашка полей Подземная газификация и ядерные взрывы, горение органики</p>

забора подземных вод. Так, в районе Нагасаки (Япония) для солеварения отбирается ежегодно около 60 000 м³, что вызывает снижение температуры в скважинах. При уменьшении отбора воды температура медленно начинает подниматься (Watanabe, 1958 г.). Местами искусственные аномалии формируются также в районах подземной газификации углей и на участках подземных ядерных взрывов. После подземного ядерного взрыва Рейниер в США 19/IX 1957 г. мощностью 1,7 кВт через 5 мес. после взрыва оставалась, например, температурная аномалия выше 60 м в поперечнике (рис. 6). Распределение тепловой энергии показано в табл. 5.

В заключение необходимо отметить, что влияние поверхностных факторов часто направлено в противоположные стороны. Это приводит к сглаживанию влияния на температурное поле различий в физико-географических условиях (табл. 6).

3. ВИДЫ ТЕПЛОПЕРЕДАЧИ

Ввиду неравновесного теплового состояния недр Земли, характеризующегося некоторым распределением температуры, между различными слоями происходит постоянный обмен теплом. В пределах стратисфера и разделяющих ее выступов кристаллического фундамента передача тепла осуществляется главным образом двумя путями: теплопроводностью и конвекцией. Передача тепла путем теплопроводности имеет атомно-молекулярный характер и возникает в неравновесных (неизотермических) системах при наличии разности температур без макроскопических движений. Вектор теплового потока, так же как и градиент температуры, направлен по нормали к изотермической поверхности. Количество тепла, проходящее в единицу времени и отнесенное к единице площади изотермической поверхности, называется плотностью теплового потока. Основной закон теплопроводности Фурье гласит, что плотность теплового потока q (кал/см²·с) прямо пропорциональна градиенту температуры

$$q = -\lambda \Gamma. \quad (8)$$

Дифференциальное уравнение, необходимое для решения любой задачи теплопроводности, связанной с нахождением геотемпературного поля для одномерного нестационарного потока (среда однородна и изотропна) имеет вид:

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 T}{\partial x^2}, \quad (9)$$

где $a = \frac{\lambda}{c\rho}$ — коэффициент молекулярной температуропроводности, см²/с;

c — удельная теплоемкость породы, кал/г·°С;

ρ — плотность породы, г/см³;

τ — время, с.

При передаче тепла вследствие перемещения вещества различают естественную (свободную) конвекцию и вынужденную. В первом случае перемещение вещества (и тепла с ним) происходит исключительно в связи с различием температуры и обусловливаемым этим различием плотностей среды. Как показывают расчеты (Иванов, 1969), свободная конвекция становится сравнимой с кондуктивным тепловым потоком лишь при диаметре отдельностей вещества 50—70 мм и перепаде температур 3—4° С/м.

Суммарный перенос тепла путем теплопроводности пород, а также с подземными водами (вынужденная конвекция) учитывается с помощью следующего известного выражения:

$$q = vc_0\rho_0t - \lambda\Gamma, \quad (10)$$

где все обозначения прежние.

Дифференциальное уравнение тепло- и массообмена для одномерного нестационарного потока имеет вид:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{vc_0\rho_0}{c\rho} \frac{\partial T}{\partial x}. \quad (11)$$

Для решения дифференциальных уравнений, т. е. для того, чтобы найти температурное поле на любой момент времени, необходимо знать распределение температуры в недрах Земли в начальный момент времени (начальное условие) и закон теплового взаимодействия между окружающей средой и горными породами (граничное условие). Совокупность начального и граничных условий называется краевыми условиями. Кроме краевых условий для решения любой задачи молекулярной теплопроводности, а также молекулярно-конвективной, необходимо знать термические свойства пород.

4. ТЕРМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Термическими параметрами горных пород являются коэффициенты температуропроводности и теплопроводности, а также коэффициент удельной теплоемкости.

Коэффициент температуропроводности является комплексным параметром, он по своему физическому смыслу характеризует перенос внутренней энергии или энтальпии. Величина, обратная коэффициенту температуропроводности, характеризует теплоинерционные свойства пород:

$$a = \frac{\lambda}{c\rho}. \quad (12)$$

Удельная теплоемкость породы определяется количеством тепла, которое необходимо для нагревания одного грамма породы на один градус.

Коэффициент теплопроводности равен количеству тепла, протекающему в единицу времени через единицу поверхности, при переносе температуры на единицу длины нормали, равном одному градусу.

Коэффициент удельного теплового сопротивления пород является обратной величиной коэффициенту теплопроводности, значение которого определяется тепловым сопротивлением объема породы, имеющего поперечное сечение 1 см² и длину 1 см.

$$\varepsilon = \frac{1}{\lambda} (\text{см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{C}/\text{кал}). \quad (13)$$

Теплопроводность пород зависит от их литологического состава, плотности, влажности, проницаемости, фазового состояния и природы вещества, заполняющего поры породы, слоистости и температуры. Ввиду этого дисперсия в значениях коэффициентов теплопроводности возрастает с общим числом определений (табл. 7).

Таблица 7

Теплопроводность некоторых основных литологических разностей пород
 («Тепловой режим недр СССР», 1970)

Порода	Число определений	Коэффициент теплопроводности, 10 ³ кал/см·с·°C		
		минимальный	максимальный	Среднее из общего числа определений
Глины	128	1,5	6,5	3,2
Сланцы глинистые	165	1,5	8,5	4,8
Аргиллиты	84	2,5	7,5	5,2
Алевролиты	100	1,5	9,5	5,2
Пески	16	0,1	5,5	2,8
Песчаники	360	0,5	9,5	5,2
Кварциты	8	9,5	18,5	12,5
Известняки	247	1,5	7,5	5,2
Мергели	38	2,5	6,5	4,9
Мел	7	1,5	5,5	4,4
Доломиты	23	3,5	9,5	5,4
Туфы, туфо-брекчии	32	2,5	8,5	4,8
Граниты	46	3,5	8,5	6,0
Гранодиориты	34	3,5	7,5	5,3
Базальты, диабазы	9	3,5	8,5	6,2
Порфириты	48	1,5	6,5	4,8
Роговики	2	10,5	11,5	—
Угли	90	0,1	3,5	0,71
Железные руды	34	1,5	26,5	7,4
Каменная соль, ангидриты	5	2,5	10,6	—

Таблица 9

Таблица 8
 Зависимость теплопроводности
 от литологического состава пород

Породы и геоструктурные условия	Коэффициент теплопроводности, 10 ³ кал/см·с·°C
Магматические и метаморфические (области поднятий)	3,9—13,89
Осадочные (синклинальные прогибы)	0,23—13,89
галогенные осадки	9,26—27,78
карбонатные осадки	1,63—13,89
песчано-глинистые осадки	0,56—9,25
угленосные осадки	0,23—0,69

Зависимость теплопроводности
 горных пород от их плотности
 (по Д. Н. Дьяконову, 1958)

Породы	Плотность, г/см ³	Коэффициент теплопроводности, 10 ³ кал/см·с·°C
Уголь каменистый	1,20	0,23
Антрацит	1,30	0,50
Глина	1,39	0,57
Суглинок	1,43	0,79
Песок	1,63	0,91
Песчаник	2,60	3,05
Известняк	2,60	5,05
Гранит	2,67	5,79
Доломит	2,90	12,08
Дунит	3,29	12,63

Теплопроводность осадочных пород в среднем меньше, чем магматических и метаморфических (табл. 8).

С увеличением плотности пород их теплопроводность также увеличивается (табл. 9).

Теплопроводность рыхлых пород увеличивается примерно в 6—7 раз при увеличении влажности от 0 до 40%, а плотных сцементированных пород (песчаники) примерно в полтора раза при увеличении влажности от 0 до 22% (табл. 10).

Таблица 10

**Зависимость теплопроводности пород от их влажности
(по Дьяконову, 1958)**

Породы	Влажность, %	Плотность, г/см ³	Коэффициент теплопроводности, 10^3 кал/см·с·°C
Глина	1,4	1,06	0,57
»	40,3	1,53	3,56
Суглинок илистый	0,8	0,89	0,88
»	15,0	1,21	2,10
Суглинок песчаный	0,3	1,43	0,79
»	21,00	1,90	5,56
Песок кварцевый	0,0	1,65	0,62
»	0,2	1,35	0,65
»	8,3	1,75	1,41
»	23,0	1,85	3,97
Песчаник	0,0	2,31	4,41
»	13,2	2,31	5,05
»	0,0	2,64	4,34
»	22,0	2,64	6,31

Кроме того, теплопроводность пород увеличивается при изменении природы насыщающего вещества в следующем направлении: воздух — углеводородный газ — нефть — вода. Теплопроводность слоистых пород больше по простиранию, чем вкрест простирания. Вследствие этого в сводовой части куполов наблюдаются положительные температурные аномалии, возникающие в результате дополнительного притока тепла снизу по пласту. Теплопроводность пород незначительно увеличивается также при понижении температуры. Кроме того, следует иметь в виду, что для самых верхних слоев земной коры, зоны аэрации, в связи с изменением, в основном, влажности пород во времени, изменяются также и их термические параметры не только в пространстве, но и во времени.

Часть вторая

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ НЕДР ЗЕМЛИ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВО ВРЕМЕНИ

Г л а в а III

ГАРМОНИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ НА ПОВЕРХНОСТИ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА РЕЖИМ ТЕМПЕРАТУРЫ ВЕРХНИХ СЛОЕВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

1. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ

Кроме суточных и годовых закономерных колебаний температуры воздуха, известных человеку с глубокой древности, существуют циклические колебания климата с периодами большой длины. В 1929 г. академик Л. С. Берг отмечал, например, что геологи точно установили 11-летнюю периодичность колебаний мощности глинистых и песчаных прослоев до самого протерозоя, которая согласуется с периодами колебаний солнечных пятен и атмосферных осадков, наблюдавшихся уже более 200 лет (рис. 7, а). Эта же цикличность прослеживается в толщине колец деревьев, им подчинены повышения и падения уровня Мирового океана, интенсивность его течений. А. Л. Чижевский показал, что даже эпидемии гриппа и чумы подчиняются солнечной активности с 11-летней периодичностью. Нашествие совки-алабамы, уничтожавшей с 1783 по 1953 гг. в США листья хлопчатника на площади в сотни миль, подчинены 21- и 22-летним ритмам Солнца. Закономерные изменения уровней грунтовых вод в многолетнем разрезе доказаны многочисленными работами гидрогеологов (Альтовский, 1948 г.; Токарев, 1950 г.; Попов, 1955 г.; Коробейников, 1960 г.; Коноплянцев, Ковалевский, Семенов, 1962 г. и др.) по данным натурных наблюдений (по Каменной степи, например, с 1890 г., а по району Потсдама — с 1913 г.).

Отмечаются и более длительные климатические циклы. История сохранила сведения, что Черное море замерзло целиком в 401, 1011 и 1620 гг. или с периодичностью примерно в 600 лет. В 1011 г. отмечался ледостав по нижнему течению Нила, а в 1620 г. замерзло Средиземное море у Генуи. В период между двумя последними походлениями в XI и XII веках наступило общее потепление в Северном полушарии. Мореходы-норманы средневековья образовали в этот период поселения в Исландии и Гренландии. Позже с наступлением так называемой Малой ледниковой эпохи (1550—1850 гг.) море забило льдами и поселенцы ушли из Гренландии, покрывшейся ледяным щитом. Со второй половины XIX века четко отмечена новая волна потепления. К середине 50-х годов XX века совпала кульминация многолетних циклов (11 и 100 лет), а также многовековых. В Западной Сибири, например, за 1945—1954 гг. температура воздуха была выше, чем в конце XIX века на 6—7° С. В некоторых местах

Новой Земли и на Шпицбергене средняя температура января 1937—1946 гг. поднялась на 9° С по сравнению с периодом 1908—1917 гг., в США с 1881 г. на $0,6^{\circ}$ С, а в Антарктиде с 1911 по 1952 гг. на $3,0$ — $3,6^{\circ}$ С. В Баренцевом море и у берегов Гренландии, а также в северной части Тихого океана появились теплолюбивые рыбы, которых раньше здесь не было. В наше время отмечается массовая миграция на север многих видов птиц и млекопитающих, уменьшилось количество льдов в Арктических морях, сократилась площадь оледенения. Однако средняя температура воздуха для Северного полушария в целом с 1940 г. понизилась на $0,3^{\circ}$ С, тогда как за период 1880—1940 гг. она поднялась на $0,6^{\circ}$ С.

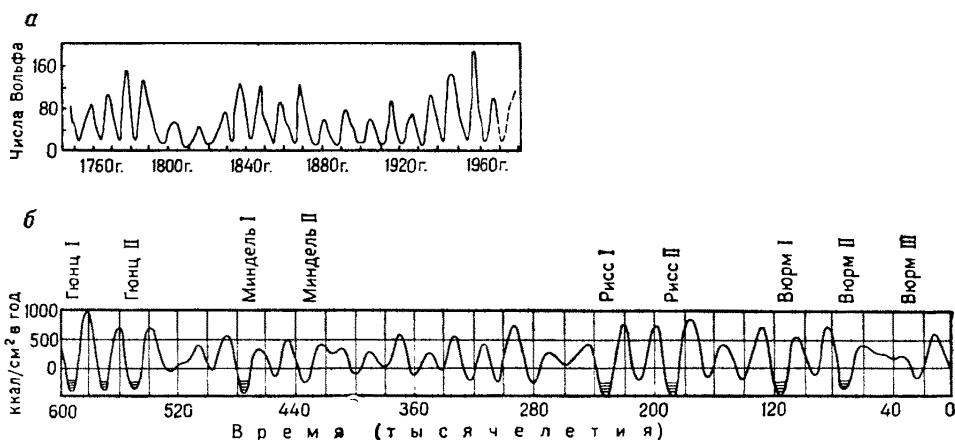


Рис. 7. Режим солнечной радиации

a — изменение чисел Вольфа за историческое время (по данным наблюдений), *б* — кривая летней солнечной радиации на 45° с. ш. по Миланковичу и ледниковые эпохи по Кеппену, Зергелю и Цейнеру (Шварцбах, 1961 г.).

Как отмечалось в недавно изданной (1974 г.) и быстро завоевавшей огромную популярность книге «Непреднамеренные воздействия на климат» (*Inadvertent climate modification*, London, 1974), наблюдаемые с 40-х годов нашего века глобальные изменения климата происходят в значительной степени под влиянием антропогенных факторов — в основном в связи с ростом концентрации углекислого газа в атмосфере и количества аэрозольных частиц в тропосфере и стратосфере. Причем последний фактор приводит, как полагают, к понижению температуры приземного воздуха. Тем не менее, согласно прогнозу, данному в этой книге, в XXI веке будет достигнут «тепловой барьер», когда воздух станет заметно нагреваться в результате превращения в тепло энергии, используемой человеком в хозяйственной деятельности.

При анализе существующих периодических колебаний температуры наблюдается увеличение амплитуды с ростом периода (исключая годовые циклы, для которых Δt максимальна). Так, в результате определения палеотемператур в рострах юрских и нижнемеловых белемнитов из северных областей СССР (Берлин и др., 1966 г.) было установлено, что в этих районах среднегодовая температура колебалась от 13 до 25° С (по изотопному составу кислорода)

или от 10 до 22° С (по отношению Ca/Mg). При этом определены даже сезонные изменения температур в 5—7° С. Авторами на основании этих определений делаются выводы о том, что северные окраины Евразии находились в тоаре, поздней юре и неокоме примерно в северной части субтропической зоны, а в средней юре и в поздневолжское время — в умеренной зоне.

Группа палеонтологов Института земной коры Ленинградского Госуниверситета составила серию палеоклиматических карт для последних периодов геологической истории — палеогена и неогена. По их данным в палеогене между 70 и 30 млн. лет назад северная граница тропиков проходила через Англию, Белоруссию, Среднюю Азию, Японию, а субтропики достигали отдаленных островов Арктики. В конце палеогена, около 30 млн. лет назад, как они считают, началось похолодание, граница тропического пояса переместилась к югу в западной части Евразии примерно на 20 градусов, а на востоке на 8 градусов широты.

В последний ледниковый период (Осташковский), длившийся с 20 000 до 10 500 лет назад, среднегодовая температура воздуха в Центральной Европе была по одним данным на 8—12° С ниже современной (Шварцбах, 1965 г.), а по другим лишь на 4° С (Пенк, 1965). За историческое время эти колебания были еще менее значительны (табл. 11).

Таблица 11

Изменения температуры за историческое время*
(по Н. П. Предтеченскому)

Период, лет	Разница в температурах по отношению к современной, °С
11 900—9 600 до н. э.	От -4,0 до -1,5
9 600—7 400 до н. э.	От +1,5 до +2,0 на севере; +1,0 на юге
7 400—5 100 до н. э.	От +1,0 до +1,5
5 100—2 800 до н. э.	Климатический оптимум от +2,8 до +4,0
2 800 до н. э. — 600 н. э.	+2,5
600—1 450 н. э.	От -1,0 до -1,5
1 450—2 000 н. э.	Близкая к современной, ожидаемый максимум +2,5

* В этой схеме не нашла отражения «Малая ледниковая эпоха» (1550—1850 гг. н. э.) с понижением температуры на 1,5—2,0° С.

Особенно четко цикличность климатообразующих факторов прослеживается для вековых периодов в 20—40 тыс. лет (см. рис. 7, б) и многолетних (Борисов, 1967 г.). За геологическое время изменения солнечной активности, температуры воздуха и содержания углекислоты в атмосфере иллюстрируются данными А. А. Борисова (рис. 8). По результатам измерений солнечной активности выделяются периоды климатических изменений в 2—3, 5—6, 9—14, 22—23, 40—45, 70—90 и 160—190 лет, которые в общем согласуются с ритмами, обнаруженными Р. Андерсеном (Solar., 1961 г.) в лепточных глинах юрского и девонского возрастов: 2—6, 8—14, 22, 68—88, 148—250 лет. Т. Карлstrom (Solar., 1961 г.) в плейстоцене выделяет более длительные климатические ритмы: 283, 567, 1133, 1700, 3040, 20 400 и 40 800 лет. В меловых и третичных

тических отложениях экваториальной зоны Южной Америки в результате спорово-пыльцевого анализа Ван-дер-Хамменом выявлены климатические изменения с периодом 2—5 млн. лет, которые, как полагает автор, имели планетарный характер. Ч. Эмилиани (Solar., 1961 г.) по данным палеотемпературных исследований на меловых белемнитах выделил также ритмы в 30 млн. лет с температурной амплитудой около 5° С, а Ван-дер-Хаммен указывает на ритмы в 60—70 млн. лет. Наконец, Ч. Эмилиани выделяет восемь главных ритмов климатических изменений длительностью в 150—250 млн. лет, которые за-канчиваются или начинаются планетарными оледенениями: плейстоценовая ледниковая эпоха, позднепалеозойская ($600 \cdot 10^6$ лет), трансвааль-памакатангская ($700 \cdot 10^6$ лет), гуропская ($800 \cdot 10^6$ лет), ботнийская ($1000 \cdot 10^6$ лет), дамарская ($1200 \cdot 10^6$ лет) и древнейшая ($1500 \cdot 10^6$ лет). Температурная амплитуда для ритмов в 200 млн. лет, совпадающих по длительности с галактическим годом, на поверхности океанических вод оценивается в $15-20^{\circ}$ С.

Имеются надежные палеотемпературные данные («Непреднамеренные воздействия на климат», 1974 г.), указывающие на то, что среднегодовая температура воздуха у поверхности Земли в период от 200 до 60 млн. лет назад вблизи обоих полюсов была $8-10^{\circ}$ С, а в тропиках $25-30^{\circ}$ С. В умеренных широтах за последние 60 млн. лет с начала третичного периода она понизилась от $20-21^{\circ}$ С в эоцене до 10° С в конце плиоцена, а в четвертичное время в ледниковые периоды опадала ниже нуля и снова поднималась до 10° С в межледниковые эпохи.

Последняя глобальная ледниковая эпоха, в период которой мы сейчас живем и которая связывается с самыми крупными геологическими периодами, началась, как указывалось, в плиоцене, т. е. всего около 5 млн. лет назад, а лед в Арктике существует лишь последние 150 тыс. лет. Сейчас наступила, если можно так сказать, галактическая зима. Однако среднегодовая температура ее в умеренных широтах оказалась выше минимальной примерно на 10° С за счет совпадения галактической зимы с максимумом температуры более коротких периодов.

Рассмотрение причин изменений климата не входит в нашу задачу, а поэтому лишь отметим, что единства взглядов в этом вопросе до настоящего времени нет. М. Шварцбах (1955 г.) объединяет предполагаемые причины в две группы.

А. Причины земного характера:

- внутриземные процессы (радиоактивный распад, гравитация, химические процессы и др.);
- характер поверхности Земли (распределение суши и моря, высота суши и пр.);

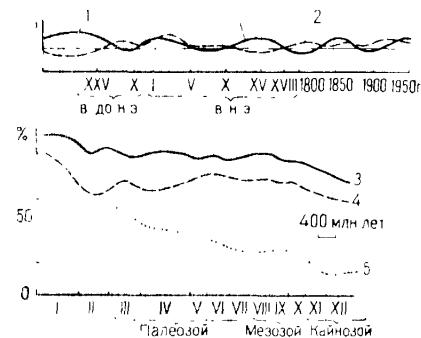


Рис. 8. Изменение во времени некоторых климатообразующих факторов (А. А. Борисов, 1967 г.)

1 — температуры воздуха ($2\Delta t = 10-12^{\circ}$ С); 2 — осадки (100-450 мм); 3 — солнечная активность, %; 4 — температура воздуха, %; 5 — содержание углекислоты в атмосфере, %

- соленость океана;
- состав атмосферы (облачность, содержание углекислоты, наличие вулканического пепла);
- перемещение полюсов и континентальный дрейф.

Б. Причины внеземного характера:

- изменение элементов земной орбиты (периодические изменения, непериодические изменения);
- поглощение солнечной радиации межзвездным веществом;
- первичные изменения солнечной активности.

Кроме общих колебаний климата на поверхности всего земного шара отмечаются также изменения и плана климатической зональности в геологическое время. Н. М. Страхов (1960 г.) считает, что план климатической зональности определяется тектоническим развитием Земли. Применив выявленную зависимость закономерностей литогенеза от климатической зональности, он дал стройную схему эволюции палеоклиматической зональности за все послепротерозойское время. В результате обобщения огромного объема фактических материалов Н. М. Страховым получены выводы, основные из которых, имеющие значение для данной работы, приводятся ниже.

А. За послепротерозойское время последовательно сменились три типа климатической зональности, четко отличающиеся один от другого расположением теплых поясов относительно современного экватора:

- в нижнепалеозойское время плоскость экватора пересекала меридианы 0—10° в. д. под углом около 75° к современной экваториальной плоскости. Северный полюс лежал в центре Тихого океана, а южный — у побережья Африки;
- в верхнепалеозойское время плоскость экватора пересекала меридианы 0—10° в. д. уже под углом около 45°. Северный полюс переместился к Алеутским островам, а южный — к южной оконечности Африки.
- мезокайнозойский план климатической зональности (с юры) соответствует современному и не отличим от последнего.

Б. Хронологически климатические этапы, длительностью в 150—160 млн. лет каждый, отвечают в общем этапам тектонического развития Земли, но запаздывают относительно последних как в своем начале, так и в окончании.

В. Кроме изменения плана климатической зональности отмечаются общие колебания температуры на поверхности Земли, которые сравнительно точно устанавливаются лишь для последнего этапа. С начала последнего этапа климатической зональности (нижней юры) температура на поверхности изменялась следующим образом:

- нижний мел — заметное повышение температуры;
- верхний мел и особенно палеоцен — понижение температуры, но более высокого уровня, чем в юре;
- эоцен — новое повышение температуры до нижнемелового уровня;
- с эоцена до четвертичного периода — непрерывное понижение температуры. В периоды оледенений — минимальная температура за весь альпийский климатический этап.

Наиболее полно вопросы палеоклимата рассмотрены в фундаментальных монографиях Р. Боуэна «Палеотемпературный анализ» (Bowen, 1966 г.) и В. М. Синицына «Введение в палеоклиматологию» (1967 г.). В первой работе

обобщен огромный материал по палеотемпературам в глобальном масштабе с девона до плейстоцена включительно, полученный с помощью аналитического метода определения палеотемператур по изотопному составу кислорода карбонатов. Во второй монографии климат прошлого рассмотрен комплексно с помощью литолого-фациальных, минералого-геохимических, палеоботанических, палеонтологических, геоморфологических и геофизических методов. Обе эти работы могут быть использованы в качестве основы для палеогидрогеотермических реконструкций. Особую ценность с этой точки зрения представляет серия палеоклиматических карт, составленная В. М. Синицыным для различных геологических эпох. В заключение следует подчеркнуть, что, хотя наличие периодических изменений климата в далеком и недавнем прошлом бесспорно, выделить вполне определенные циклы чрезвычайно трудно, так как накладываясь друг на друга, они сильно деформируют общую кривую. Из наиболее достоверно устанавливаемых в различных областях знаний нами выделено пять главных климатических циклов, длиной от Земных суток до Галактического года (табл. 12).

Основные климатические циклы

Таблица 12

Циклы	Длина периодов	Причины (действительные и предполагаемые)	Оптимальные изменения температуры, °C
Суточные	Сутки	Период вращения Земли вокруг своей оси (Земные сутки)	15—20
Годовые	Год	Период вращения Земли вокруг Солнца (Земной год)	50—60
Многолетние	11 лет 35 лет 80 лет	Периоды солнечной активности Период вращения Юпитера вокруг Солнца Период вращения Урана вокруг Солнца	2—5
Вековые	20 тыс. лет 40 тыс. лет	Движение оси вращения Земли (прецессия) и др.,?	5—10
Геологические	200 млн. лет	Период вращения Галактики вокруг своей оси (галактический год)	15—20

2. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЛИЯНИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ КОЛЕБАНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ НА РЕЖИМ ТЕМПЕРАТУРЫ ВЕРХНИХ СЛОЕВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Известное влияние короткопериодных климатических колебаний (суточных, годовых) на температурный режим земной коры, а также открытие многолетних климатических изменений и существование многолетней мерзлоты послужили основой для предположений о влиянии этих изменений на температурный режим более глубоких недр Земли. Приток внеземной энергии примерно

на четыре порядка выше теплового потока из недр (соответственно 10^{-2} и 10^{-6} ккал/ $\text{см}^2 \cdot \text{с}$). Основным источником внеземной энергии является тепло Солнца, которое на границе Земля — Космос достигает примерно 250 ккал/ см^2 в год (Будыко, 1956 г.). Из этого количества тепла 100 ккал/ см^2 в год отражается при контакте с атмосферой.* Сумма радиационного тепла, достигшего земной поверхности, выражается через радиационный баланс (Будыко, 1956 г.):

$$R = (Q + q)(1 - \alpha) - I = 129(1 - 0,14) - 43 = 68 \text{ ккал}/\text{см}^2 \text{ в год}, \quad (14)$$

где R — величина радиационного баланса;

Q — сумма прямой радиации;

q — сумма рассеянной радиации;

α — альбедо поверхности Земли;

I — эффективное излучение (разность между излучением поверхности Земли и противоизлучением атмосферы).

Это тепло по М. И. Будыко (1956 г.) согласно тепловому балансу распределяется следующим образом:

$$R = LE + P + A = 56 + 12 + 0, \quad (15)$$

где LE — затрата тепла на испарение (произведение скрытой теплоты испарения на скорость испарения);

P — турбулентный поток тепла от подстилающей поверхности в атмосферу;

A — теплообмен подстилающей поверхности с нижележащими слоями.

В тепловом балансе термин «подстилающая поверхность» или «земная поверхность», как отмечает М. И. Будыко (1956 г.), является условным. В действительности это не поверхность, а слой, подошвой которого в метеорологии принято считать «нейтральный слой». При современной точности определения составных теплового баланса, не превышающей в лучшем случае 5% (по М. И. Будыко точность определения радиационного баланса равна 5%, а теплоты испарения до 5—10%), в настоящее время не представляется возможным определить непосредственно количество солнечного тепла, участвующего в тепловом режиме более глубоких недр Земли, так как только ошибка в 5% при определении радиационного баланса (68 ккал/ см^2 в год) дает поток тепла, измеряемый 3,4 ккал/ см^2 в год, что почти на два порядка** выше потока тепла из недр Земли.

Ввиду того, что величина притока радиационного тепла к поверхности Земли изменяется во времени, изменяется и температура. Влияние поверхностных гармонических изменений температуры на режим температуры внешней оболочки Земли подчиняется следующим основным закономерностям:

— длина соответствующего периода колебаний температур (суточного, годового и т. д.) остается без изменений на различных глубинах;

* При альбедо Земли как планеты — 0,40 (отношение количества отраженной лучистой энергии по всем направлениям к количеству падающей).

** При тепловом потоке из недр 41,4 ккал/ см^2 в год

— амплитуды температур уменьшаются в геометрической прогрессии при увеличении глубины в арифметической (первый закон Фурье). Амплитуда температуры уменьшается с глубиной по экспоненциальному закону:

$$\Delta t_x = 2 \Delta t e^{-Kx}, \quad (16)$$

где K — коэффициент затухания температурной волны (K_1 — в условиях молекулярного теплообмена; K_2 — в условиях инфильтрации);

$$K_1 = \sqrt{\frac{\pi}{\alpha\tau}}, \quad (17)$$

$$K_2 = \sqrt{\sqrt{\frac{\left(\frac{v c_0 \rho_0}{2\lambda}\right)^4}{4} + \left(\frac{\pi}{\alpha\tau}\right)^2} + \frac{\left(\frac{v c_0 \rho_0}{2\lambda}\right)^2}{2}} - \frac{v c_0 \rho_0}{2\lambda}, \quad (18)$$

Δt_x — изменение температуры на глубине x ;

Δt — амплитуда температуры на поверхности Земли;

— интенсивность затухания колебаний температуры с глубиной увеличивается с уменьшением периода колебаний. При этом наступление экстремальных значений температуры на глубине по отношению к этим значениям на поверхности Земли запаздывает на время:

$$\tau_{\text{зап}} = \frac{x}{2} \sqrt{\frac{\tau}{\alpha}}, \quad (19)$$

т. е. пропорциональное глубине и корню квадратному из периода (второй закон Фурье);

— отношение глубин затухания соответствующих температурных амплитуд разных периодов равно корню квадратному из отношения длин периодов этих колебаний (третий закон Фурье):

$$\frac{x}{x_1} = \frac{\sqrt{\tau}}{\sqrt{\tau_1}}. \quad (20)$$

3. СООТНОШЕНИЕ ТЕМПЕРАТУР ВОЗДУХА И ПОДСТИЛАЮЩИХ ПОРОД

Среднегодовая температура пород у поверхности Земли почти всегда выше среднегодовой температуры воздуха в той же точке. Однако разница между этими температурами колеблется в сравнительно широких пределах. Так, по 75 точкам юго-запада СССР разница между средними многолетними температурами воздуха и пород на глубине 1,6 м колеблется от 0,8° С (гора Ай-Петри) до 3,8° С (г. Воронеж). Разница между температурами воздуха и пород на глубине 3,2 м для европейской части СССР колеблется от 1,3° С (Цирава) до 6,2° С (Усть-Цильма). Для Сибири и Дальнего Востока соответствующая разница колеблется от 2,0° С (Оловянная) до 12,6° С (Зырянка), а для Средней Азии диапазон колебаний находится в пределах 1,2—4,3° С. Превышение температуры пород над температурой воздуха замечено давно и многие исследователи пытались найти количественную зависимость между средней многолетней температурой воздуха и температурой «нейтрального слоя»

Для отдельных небольших районов удавалось сравнительно точно определить такую поправку. Однако для экстраполяции на крупные регионы эти данные оказывались непригодными. Особенно большая разница между температурами воздуха и пород * наблюдается в области многолетней мерзлоты. Если, например, для Западной Европы по пяти точкам средняя разница между температурами пород и воздуха равна 1,9° С (табл. 13), то для Сибири по четырем пунктам она увеличивается до 5,9° С (табл. 14), а на территории юго-запада СССР колеблется от 0,1° С (Гурзуф) до 3,7° С. Средняя по 76 точкам юго-запада СССР составляет 2,5° С (табл. 15). Отклонения от средней разницы объясняются главным образом несоответствием гипсометрического положения точек наблюдений за режимом температуры воздуха и породы. Большой интерес представляет также соотношение средних многолетних температур пород в слое годовых теплооборотов на разных глубинах, с одной стороны, и средней многолетней температурой воздуха — с другой (табл. 16).

Таблица 13

Соотношение температур воздуха и пород в некоторых пунктах Западной Европы

Местоположение	Temperatura, °C		Разница, °C
	воздуха	пород	
Мюнхен	6,9	9,4	2,2
Цюрих	9,0	10,5	1,5
Одесса	10,0	12,5	2,5
Париж	10,6	12,1	1,5
Белград	11,1	12,9	1,8
Средняя			1,9

Таблица 14

Соотношение температур воздуха и пород в некоторых пунктах Сибири

Местоположение	Temperatura, °C		Разница, °C
	воздуха	пород	
Сковородино	-3,6	-1,1	2,5
Игарка	-9,0	-0,1	8,9
Воркута	-4,9	-0,5	4,4
Якутск	-10,7	-2,8	7,9
Средняя			5,9

* Имеется в виду средняя многолетняя температура воздуха и температура «нейтрального слоя».

Таблица 15

Соотношение температур пород и воздуха на территории юго-запада СССР

Местоположение скважины	Абсолютная отметка устья скважины, м	Температура, °С		Разница, °С
		пород на глубине 25 м	воздуха (средняя многолетняя)	
<i>Молдавская ССР</i>				
Атаваска, скв. 1	50	12,7	9,2	3,5
» скв. 2	50	12,6	9,2	3,4
Бозиены	110	11,7	9,3	2,4
Братушаны	160	11,0	8,1	2,9
Бурлачены	130	12,5	10,2	2,3
Качулля	273	11,7	9,6	2,1
Волонтировка	90	12,0	9,7	2,3
Высока	220	10,4	8,9	2,3
Горениты	160	11,1	8,8	2,3
Джолтай	110	12,7	9,9	2,8
Единцы	200	10,2	8,0	2,2
Яловены	111	12,2	9,2	3,0
Кишинев (ж. д.)	40	11,5	9,2	2,3
Кишинев (ВДНХ)	50	11,4	9,2	2,2
Константиновка	130	11,6	9,2	2,4
Комрат	50	12,8	9,7	3,1
Крецоя	80	12,0	9,2	2,8
Дубоссары	100	11,5	9,0	2,5
Оргеев	85	12,0	9,0	3,0
Погорничены	40	11,9	9,0	2,9
Раковец	190	10,6	8,3	2,3
Резина	85	11,9	8,6	3,3
Саиды	135	11,7	9,7	2,0
Сороки	152	10,8	8,3	2,5
Тартаул	85	11,8	9,6	2,2
Тараклия	20	12,7	10,2	2,5
Ущепсты	120	11,4	8,9	2,5
Цамбула	150	11,5	8,5	3,0
Чадыр-Лунга	45	12,7	10,0	2,7
Шайки	130	11,2	9,3	1,9
<i>Одесская область</i>				
Александровка	65	12,7	10,2	2,5
Подгорное	80	12,4	9,9	2,5
Татарбунары	30	12,7	10,5	2,2
Ладыженская МТС	200	9,9	7,0	2,9
<i>Винницкая область</i>				
Немиров	250	9,1	7,0	2,1
Ярышев	220	10,3	7,7	2,6
<i>Полтавская область</i>				
Полтава, скв. 23	146	9,4	6,8	2,6
» скв. 22	76	9,7	6,8	2,9
<i>Киевская область</i>				
Киев, скв. 55	171,1	9,0	7,0	2,0
» скв. 92	148,4	9,2	7,0	2,2
» скв. 54	194,1	10,7	7,0	3,7
» скв. 173	195,9	10,2	7,0	3,2

Продолжение табл. 45

Местоположение скважины	Абсолютная отметка устыя скважины, м	Температура, °С		Разница, °С
		пород на глубине 25 м	воздуха (средняя многолетия)	
Киев, скв. 121	147,8	9,6	7,0	2,6
» скв. 120	193,7	9,7	7,0	2,7
» скв. 144	162,5	9,4	7,0	2,4
» скв. 53	194,0	9,9	7,0	2,9
» скв. 53а	194,0	9,9	7,0	2,9
» скв. 77	140,9	9,5	7,0	2,5
» скв. 198	120,0	9,7	7,0	2,7
» скв. 140	194,6	10,0	7,0	3,0
» скв. 80	143,8	9,5	7,0	2,5
» скв. 158	167,0	9,3	7,0	2,3
» скв. 57	—	9,7	7,0	2,7
<i>Ровенская область</i>				
Ровно	200	8,8	7,0	1,8
<i>Львовская область</i>				
Львов	318,8	9,3	7,6	1,7
<i>Дрогобычская община</i>				
Горка Солец, скв. 4-Р	300	10,8	7,3	3,5
» » скв. 7-Р	313	8,8	7,3	1,5
» » скв. 2-Р	310	8,9	7,3	1,6
<i>Николаевская область</i>				
Елизаветовка, скв. 50	23,9	12,3	10,0	2,3
» скв. 52	17,5	12,3	10,0	2,3
<i>Днепропетровская область</i>				
Кривой Рог, скв. 8027	101	10,5	8,9	1,6
» » скв. 8318	105	10,8	8,9	1,9
» » скв. 8499	99	10,7	8,9	1,8
<i>Крымская область</i>				
Красносельское	107,9	12,7	9,9	2,8
Гурзуф, скв. 3	11,3	15,1	13,2	1,9
» скв. 84	203,7	12,5	12,4	0,1
<i>Московская область</i>				
Загорск (полигон МГРИ), скв. 1	200	6,6	3,6	3,0
То же, скв. 2	200	6,7	3,6	3,1
» скв. 2а	200	6,4	3,6	2,8
Чепелево, скв. 14	200	6,9	3,6	3,3
» скв. 15	200	6,9	3,6	3,3
Чепелево (школа)	200	7,0	3,6	3,4
<i>Воронежская область</i>				
Воронеж, скв. 2	100	7,8	5,0	2,8
» скв. 4	100	7,5	5,0	2,5
Рудкино	160	8,4	5,0	3,4
Костенки	150	8,4	5,0	3,4
<i>Средняя</i>				2,5

Как уже было показано (Н. М. Фролов, 1962 г.), средние многолетние температуры воздуха и почвы, а также пород в слое годовых молекулярных теплообменов изменяются в высотном направлении с одинаковыми градиентами. Аэротермический и гипсогеотермический градиенты по своей абсолютной величине практически совпадают (табл. 17 и табл. 18).

Таблица 16

Соотношение температур воздуха и пород

Местоположение скважины	Температура, °C			Разница, °C		
	воздух	породы		воздух— 1,6 м	воздух— 25,0 м	1,6—25,0 м
		1,6 м	25,0 м			
Кишинев	9,2	11,3	11,4	2,1	2,2	+0,1
Сороки	8,3	10,9	10,8	2,6	2,5	-0,1
Немиров	7,0	8,8	9,1	1,8	2,1	+0,3
Киев	7,0	8,9	9,0	1,9	2,0	+0,1
Полтава	6,8	9,1	9,4	2,3	2,6	+0,3
Николаев	10,0	12,3	12,3	2,3	2,3	0,0
Воронеж	5,0	8,3	8,4	3,3	3,4	+0,1
Загорск	3,6	6,3	6,6	2,7	3,0	+0,3

Таблица 17

Аэротермический и гипсогеотермический градиенты в Армении

Местоположение метеостанции	Абсолютная отметка, м	Температура воздуха, °C	Аэротермический градиент, °C/100 м		Температура пород на глубине 1,6 м	Гипсогеотермический градиент, °C/100 м	
			по интервалам	средний		по интервалам	средний
Ереван	907	11,4			14,6	0,58	
Гарновит	2155	4,6	0,54		7,4		0,60
Алагез	3229	-2,7	0,68		0,7	0,62	

Таблица 18

Гипсогеотермический градиент в г. Полтава

№ скважины	Абсолютная отметка, м	Температура пород на глубине 25 м	Гипсогеотермический градиент, °C/100 м	
			по отдельным скважинам	средний
21 24	76 146	9,8 9,4	0,57	0,64
21 23	76 146	9,8 9,3	0,71	

Г л а в а IV

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ВО ВРЕМЕНИ И ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Первые систематические наблюдения за изменением температуры во времени, т. е. ее режимом в натурных условиях на территории Советского Союза были начаты в 1847 г. в Кишиневе на небольших глубинах, измеряемых первыми метрами. Позже подобные измерения проводились в бывшей Новгородской губернии академиком Железновым (Клоссовский, 1889 г.), с 1 января 1873 г. они были организованы также в Петербурге, а с 1 сентября 1874 г. и в Нукусе. Наблюдения велись по методике, которой пользуются станции ГУГМС без существенных изменений и поныне. Еще в то время для измерений были установлены глубины в 0,05; 0,10; 0,20; 0,40; 0,80; 1,60; 3,20 м. При этом на каждую глубину бурилась отдельная скважина.

Позже на гидрогеологических станциях были начаты комплексные наблюдения за режимом подземных вод на больших глубинах. Однако исторически сложилось так, что с самого начала систематического изучения режима подземных вод с организацией первых гидрогеологических станций во второй половине прошлого века основное внимание уделялось изучению режима уровня подземных вод. Между тем, режим подземных вод — это изменение состояния подземных вод во времени, которое проявляется в виде колебаний не только их уровня, но также химического состава, температуры и скорости движения (Г. Н. Каменский, 1938 г.; ВСЭ, т. 36, 1955 г.). В области геотермии, проблеме изучения закономерностей изменения температуры пород во времени многие годы также не уделялось должного внимания, хотя на необходимость изучения многолетнего режима температуры земной коры указывалось неоднократно (например, в резолюциях Совещаний по геотермическим исследованиям в СССР 1956 г., 1964 г.). Лишь кратковременные наблюдения эпизодически проводились в некоторых пунктах Советского Союза (Сковородино, Пятигорск, Махачкала и др.). Специальные наблюдения за режимом температуры недр Земли по многолетней программе автору удалось организовать сначала в Молдавской ССР в 1956 г., а затем в некоторых областях РСФСР, Украины, Казахстана, Киргизии, Кавказа и Прибалтики. С 1965 г. по этой методике и программе систематическое изучение режима температуры пород и подземных вод начато на некоторых гидрогеологических станциях Министерства геологии СССР, число которых быстро растет в последние годы (Литовская, Крымская-степная, Алмаатинская, Воркутинская, Якутская, Латвийская, Московская и др.). В соответствии с письмом Управления гидрогеологии и специальных исследований Министерства геологии СССР от 20 мая 1966 г. за № 10—9/229 «Об организации и изучении многолетнего теплового режима земной коры» в конце 1966 г. создана специальная режимная Гидрогеотермическая партия при Гидрорежимной экспедиции, которая начала прецизионные наблюдения за режимом температуры в глубоких скважинах (до 2—3 км) под научно-методическим руководством автора.

Изучение температурного режима верхних слоев земной коры — комплексная задача и решение ее немыслимо, прежде всего, без анализа закономерностей

режима температуры горных пород и насыщающих их подземных вод в совокупности, поскольку передача тепла, как отмечалось, осуществляется в недрах в основном двумя путями — теплопроводностью и конвекцией. Молекулярная теплопроводность имеет решающее значение в том случае, когда в породах нет заметных перемещений влаги, что характерно для плотных водоупорных пород (глины, тяжелые суглинки, плотные кристаллические породы). При наличии движущихся подземных вод, что имеет место в хорошо проницаемы

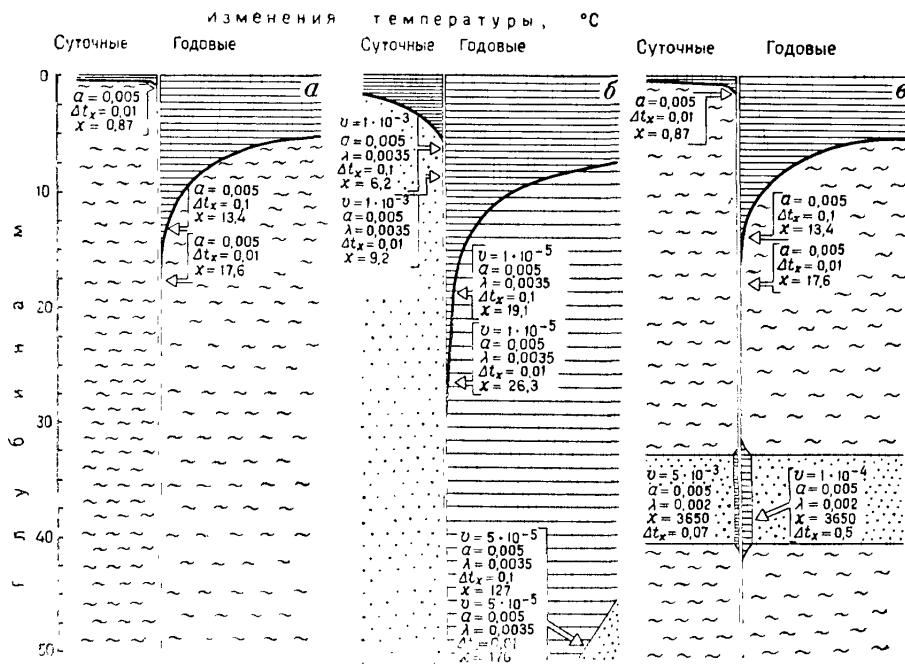


Рис. 9. Основные типы гидрогеотермического режима:

а — закрытый; б — открытый; в — комбинированный

породах, представленных песками, трещиноватыми известняками, песчаниками, решающее значение в передаче тепла приобретают конвективные процессы, роль которых возрастает с ростом скорости фильтрации.

Вследствие огромного влияния литологических и геоструктурных особенностей на фильтрационные свойства пород, геолого-гидрогеологические условия района оказывают решающее воздействие на температурный режим поверхности слоев Земли. Все разнообразие геолого-гидрогеологических особенностей определяет в итоге три основных вида закономерностей изменения температуры во времени в пределах стратисфера, которые выделяются как основные типы гидрогеотермического режима: закрытый, открытый и комбинированный (Фролов, 1963). При определении типа гидрогеотермического режима в качестве критерия принимается глубина влияния годового периода температурных колебаний с изменением температуры у подошвы слоя не более $0,01^{\circ}\text{C}$ (рис. 9).

1. РЕЖИМ ТЕМПЕРАТУРЫ В РАЙОНАХ, СЛОЖЕННЫХ ПЛОТНЫМИ ВОДОУПОРНЫМИ ПОРОДАМИ (ЗАКРЫТЫЙ ТИП ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА)

В плотных водоупорных породах (глины, суглинки, нетрещиноватые разности метаморфических и изверженных пород) подземные воды присутствуют главным образом в связашлом состоянии и движение их крайне замедленно. Поэтому температурный режим в районах, сложенных водоупорными породами, определяется в основном их молекулярной теплопроводностью. Закрытый тип гидрогеотермического режима должен наблюдаться во внутренних районах, сложенных мощными толщами водоупорных пород, в случае неглубокой эрозионной расчлененности. В таких районах температура пород ниже «нейтрального слоя» в течение года отличается стабильностью. Распределение температуры в породах верхних слоев Земли на любой глубине и на любой момент времени при молекулярной теплопроводности с учетом поверхностных гармонических колебаний температуры определяется следующим известным уравнением Фурье

$$t_x = t_{n.c} + \Delta t e^{-x k_1} \sin \left(\frac{2\pi t_1}{\tau} - x \sqrt{\frac{\pi}{a\tau}} \right), \quad (21)$$

где t_x — температура на глубине x , °C;
 $t_{n.c}$ — температура «нейтрального слоя», °C
 t_1 — время после «нулевого времени», с.

Поскольку в момент наступления экстремальных температур синус правой части этого уравнения равен единице, изменение температуры (максимальнос) на любой глубине и за любой период можно определить с помощью выражений (16), (17), из которых видно, что мощность слоя переменных температур зависит не только от периода колебаний, но также от температуропроводности пород, амплитуды на поверхности и заданной точности измерений температуры. Тем не менее, в районах, сложенных водоупорными породами, глубина затухания температурной волны варьирует в значительных пределах в основном под влиянием изменений периода колебаний, так как остальные параметры изменяются в довольно узких пределах. Поэтому важно учитывать длительность климатических циклов, среди которых мы выделили: суточные, годовые, многолетние, вековые и геологические. В связи с этим в пределах гелиотермозоны должно выделяться и пять основных геотермических слоев или поясов режима, которые в комплексе отражают вертикальную зональность по условиям режима. Подошва каждого из выделенных слоев представляет собой поверхность постоянных температур для соответствующего периода колебаний. Закономерности распределения температуры на такой поверхности отражают в свою очередь горизонтальную температурную зональность. Поскольку мы условились не рассматривать предельную глубину влияния геологических периодов, то для расчетной схемы мощности слоев переменных температур приняты следующие величины входящих в расчеты параметров:

Температурные циклы — суточные, годовые, многолетние (11, 35 и 80 лет), вековые (20 и 40 тыс. лет).

Температурная амплитуда на поверхности Земли (Δt) — 2,5; 5 и 15 °C.

Изменения температуры на глубине (Δt_x) — 0,1 и 0,01 °C

Коэффициент молекулярной температуропроводности пород (a) — 0,001; 0,005; 0,010; 0,020 см²/с.

Расчеты с учетом набора возможных в природе величин основных параметров позволяют сделать важные выводы. Так в условиях молекулярного теплообмена мощность слоя суточных переменных температур может колебаться от 0,36 м до 1,9 м при изменении коэффициента температуропроводности от 0,001 до 0,020 см²/с и $2\Delta t$ от 10 до 30° С соответственно ($\Delta t_x = 0,01^\circ \text{C}$). Однако в природных условиях коэффициент температуропроводности обычно не выходит за пределы 0,005—0,010 см²/с, а $2\Delta t$ колеблется около 10° С, в связи с чем глубина залегания слоя постоянных суточных температур в водоупорных породах должна находиться чаще всего в пределах 0,80—1,13 м при той же точности измерений температуры ($\Delta t_x = 0,01^\circ \text{C}$), а при точности 0,1° С уменьшается до 0,54—0,75 м соответственно (табл. 19). По данным патурных исследований на станциях ГУГМС глубина залегания слоя постоянных суточных температур составляет обычно 0,8—1,0 м ($\pm 0,1^\circ \text{C}$). В зимний период при мощности снежного покрова 20 см она уменьшается до 0,2 м (Костин, 1955), но может возрастать до 1,5—2,0 м и даже больше. В целом аналитические и экспериментальные данные совпадают. Возможные отклонения могут объясняться целым рядом факторов, для учета которых нужны специальные исследования в каждом конкретном районе.

Большое значение в теории и практике гидрогеотермических исследований имеют температура и глубина залегания так называемого «нейтрального слоя», под которым понимают глубину залегания слоя постоянных годовых температур. Поскольку такое определение обычно не сопровождается никакими оговорками, то это приводит к частым недоразумениям. Как, например, быть в районах, сложенных хорошо пропицаемыми породами, где при высокой скорости инфильтрации мощность слоя годовых переменных температур может достигать сотен метров? Одни считают, что «нейтральный слой» и в этом случае является подошвой зоны переменных годовых температур, а другие оставляют его на глубине 25 м. Остановимся в связи с этим несколько подробнее на характеристике слоя годовых переменных температур. Как показывают расчеты, при отсутствии конвекции его мощность может колебаться от 7,6 до 38,2 м ($\Delta t_x = 0,01^\circ \text{C}$) при наборе возможных значений $2\Delta t$ и a (табл. 20). Однако для верхних слоев Земли, представленных преимущественно глинами, суглинками и супесями, величина коэффициента температуропроводности не выходит обычно, как отмечалось, из диапазона 0,005—0,010 см²/с. В связи с этим разница между крайними значениями глубин в действительности меньше. При той же точности она будет колебаться от 19 до 26 м ($2\Delta t = 50^\circ \text{C}$), а при уменьшении точности до 0,1° С глубина затухания также уменьшается до 14—20 м (см. табл. 27) *, что в общем подтверждается экспериментально. По данным наших наблюдений за режимом температуры в глинах (Молдавия), например, изменения температуры более 0,1° С не улавливались уже с глубины 20 м (села Горешты, Качулия) и лишь в некоторых местах глубина залегания «нейтрального слоя» увеличивалась до 25 м (с. Высока). Надо, однако, добавить, что слой годовых переменных температур в водоупорных породах изучен

* При учете фазовых переходов во время сезонного промерзания и протаивания пород поверхности температурные амплитуды резко уменьшаются и глубина залегания «нейтрального слоя» в связи с этим уменьшается на 20—30% при среднегодовой температуре воздуха ниже 3—4° С (В. А. Кудрявцев, 1966 г.).

Таблица 19

Мощность слоев переменных температур (глубина затухания поверхностных синусоидальных колебаний температуры в водоупорных породах)
в условиях молекулярного теплообмена
(закрытый тип гидротермического режима)

Слои переменных температур	Циклы (периоды колебаний температуры)	Коэффициент температуропроводности, см ² /с	2 Δt = 5° С		2 Δt = 10° С		2 Δt = 30° С	
			Δt _x = 0,1° С	Δt _x = 0,01° С	Δt _x = 0,1° С	Δt _x = 0,01° С	Δt _x = 0,1° С	Δt _x = 0,01° С
М е т р ы								
Суточных	Сутки 1	0,001 0,005 0,010 0,020	— — — —	— — — —	0,24 0,54 0,75 1,09	0,36 0,80 1,13 1,65	0,30 0,66 0,93 1,36	0,42 0,93 1,30 1,91
Годовых («нейтральный слой»)	Годы 1	0,001 0,005 0,010 0,020	— — — —	— — — —	4,6 10,3 14,6 20,6	6,9 15,5 21,9 31,0	6,2 13,9 19,7 27,8	8,5 19,1 27,0 38,2
	11	0,001 0,005 0,010 0,020	12,7 28,2 39,7 57,8	20,4 45,3 63,6 92,5	15,3 34,3 48,4 68,5	23,0 51,4 70,6 102,7	— — — —	— — — —
Многолетних	35	0,001 0,005 0,010 0,020	22,4 49,6 70 102	36,0 80,0 112 163	27,3 61,1 86 122	41,0 94,7 130 183	— — — —	— — — —
	80	0,001 0,005 0,010 0,020	35 77 108 157	56 123 174 253	41 92 130 184	62 139 195 277	— — — —	— — — —
К и л о м е т ы								
	2 · 10 ⁴	0,001 0,005 0,010 0,020	— — — —	— — — —	0,6 1,5 2,1 2,9	1,0 2,2 3,1 4,4	— — — —	— — — —
Многовековых	4 · 10 ⁴	0,001 0,005 0,010 0,020	— — — —	— — — —	0,9 2,1 2,9 4,1	1,4 3,1 4,4 6,2	— — — —	— — — —

Таблица 20

Зависимость глубины залегания «нейтрального слоя» от температуропроводности пород, точности измерений и величины амплитуды на поверхности Земли

Коэффициент температуропроводности, $\text{см}^2/\text{с}$	$2 \Delta t = 20^\circ \text{ С}$		$2 \Delta t = 30^\circ \text{ С}$		$2 \Delta t = 50^\circ \text{ С}$	
	$\Delta t_x = 0,1^\circ \text{ С}$	$\Delta t_x = 0,01^\circ \text{ С}$	$\Delta t_x = 0,1^\circ \text{ С}$	$\Delta t_x = 0,01^\circ \text{ С}$	$\Delta t_x = 0,1^\circ \text{ С}$	$\Delta t_x = 0,01^\circ \text{ С}$
0,001	5,3	7,6	5,7	8,0	6,2	8,5
0,002	7,5	10,8	8,1	11,3	8,8	12,1
0,003	9,1	13,1	9,9	13,8	10,8	14,8
0,004	10,6	15,2	11,4	16,0	12,5	12,1
0,005	11,9	17,0	12,8	17,9	13,9	19,1
0,006	13,0	18,7	14,0	19,7	15,3	20,9
0,007	14,3	20,2	15,1	21,2	16,5	22,6
0,008	15,0	21,6	16,2	22,7	17,6	24,1
0,009	16,0	22,9	17,1	24,1	18,7	25,6
0,010	16,8	24,1	18,1	25,4	19,7	27,0
0,011	17,6	25,3	19,0	26,6	20,7	28,3
0,012	18,4	26,4	19,8	27,8	21,6	29,6
0,013	19,1	27,5	20,6	29,0	22,4	30,8
0,014	19,9	28,5	21,4	30,0	23,3	31,9
0,015	20,6	29,5	22,1	31,1	24,2	33,0
0,016	21,2	30,5	22,9	32,1	25,0	34,1
0,017	22,0	31,5	23,6	33,2	25,7	35,2
0,018	22,5	32,3	24,3	34,0	26,4	36,2
0,019	23,1	33,2	24,9	35,0	27,2	37,2
0,020	23,7	34,1	25,6	35,9	27,8	38,2

экспериментально значительно хуже слоя суточных теплообменов несмотря на доступность этого слоя для непосредственных измерений температуры и его особого значения для различных геотермических расчетов. Слабая его изученность объясняется отчасти тем, что климатологи и почвоведы ограничиваются обычно исследованиями до глубины 3,2 м, а геофизики, геологи и гидрогеологи, как правило, начинают температурные измерения ниже 20—30 м. При каротажных исследованиях пропускается очень часто верхняя часть скважины до 200—300 м, а иногда и больше. Теоретически ниже 40 м в течение года нельзя обнаружить изменений температуры, превышающих $0,01^\circ \text{ С}$, так как коэффициент температуропроводности $0,02 \text{ см}^2/\text{с}$ для верхних слоев является, по-видимому, близким к максимальному, а величина годовых изменений температуры воздуха только в Якутской АССР может лишь немногим превышать 50° С . Наличие годовых изменений температуры ниже указанных предельных глубин должно свидетельствовать о том, что в передаче температурных волн

с поверхности, кроме теплопроводности, принимает участие конвекция*. Понадобилось для решения ряда научных и практических задач важно знать температуру у подошвы слоя переменных годовых температур при отсутствии конвекции, т. е. фундамент ее значение, а сам термин «нейтральный слой» был введен в литературу, когда конвекцию в геотермии не принимали во внимание, то представляется целесообразным сохранить термин с определением, данным в главе II.

В силу сложности природных условий (геологических, гидрогеологических и физико-географических) действительная глубина залегания «нейтрального слоя» всегда отличается от вычисленной, хотя, как правило, на весьма незначительную величину (в том случае, когда природная обстановка достаточно хорошо изучена). Кроме того, экспериментальными данными хорошо подтверждается необходимость учета точности измерений температуры при оценках мощности слоев переменных температур (табл. 21).

Таблица 21
Связь между глубиной залегания
«нейтрального слоя»
и точностью измерений
(по данным натурных исследований)

Местоположение точки исследования	Точность, °С	
	0,1	0,01
Белград	13,0	14,0
Брюссель	15,8	23,0
Ленинград	15,6	22,0
Париж	14,6	21,0
Пекин	12,0	16,8
Упсалы	13,2	19,0
Эдинбург	11,9	18,0
Цюрих	15,2	22,0

По экспериментальным данным температурная волна с поверхности Земли в среднем запаздывает примерно на 20–30 дней с увеличением глубины на каждый метр. Поэтому на глубине 5 м, например, в северном полушарии минимальная температура наблюдается в июле, а максимальная — в январе. При прогнозных оценках величину отставания температурной волны можно определить с помощью уравнения (19).

Наиболее детально в натурных условиях изучен температурный режим верхней части слоя молекулярных годовых теплооборотов до 1,6–3,2 м, так как именно до этих глубин ведутся многолетние наблюдения на станциях ГУГМС, накопивших огромный материал. Разница между средними многолетними температурами пород на глубинах 1,6 м и 3,2 м колеблется на территории Советского Союза от $-0,6^{\circ}\text{C}$ (Тайга) до $1,4^{\circ}\text{C}$ (Зырянка), хотя в среднем она равна нулю. Для юго-запада СССР без южных районов средняя разница равна $+0,1^{\circ}\text{C}$ (табл. 22), а для юга европейской части СССР, где в пределах верхнего слоя преобладают процессы инсоляции над излучением, она отрицательна и равна $-0,2^{\circ}\text{C}$ (табл. 23), что свидетельствует о разнице для юго-запада СССР в целом также к нулю.

В области многолетней мерзлоты, а также в пределах ледникового покрова глубина залегания «нейтрального слоя» уменьшается. При точности измерений $\pm 0,01^{\circ}\text{C}$ в толще льда она колеблется от 10 до 15 м (В. Н. Богословский, 1960 г.; С. Н. Карташов, 1960 г.). Абсолютные значения среднегодовой температуры в этих районах по глубине, в отличие от районов сезонного промерзания, изменяются больше:

* Само собой разумеется, что для причин искусственного происхождения в таких случаях не должно быть места.

Глубина, м	1	2	4	6	8	12	16
Среднегодовая темпера- тура, °C	-35,8	-36,7	-37,8	-38,3	-39,0	-38,9	-39,1

В области многолетней мерзлоты, а также в некоторых других районах (океанические острова в средних и южных широтах) средняя многолетняя температура пород до 20—30 м может уменьшаться, а разница между среднегодовой температурой почвы и «нейтральным слоем» превышает иногда целые градусы.

Данными натурных наблюдений за режимом температуры в пределах слоев многолетних и вековых теплооборотов для районов, сложенных водоупорными породами, мы в настоящее время не располагаем. Возможно, это кажется парадоксом, но с тех пор как были поставлены точные наблюдения за режимом температуры на больших глубинах, не обнаружено ни одного участка с постоянными многолетними температурами ниже «нейтрального слоя». Объясняется это тем, что практически трудно найти район, сложенный полностью

Таблица 22

Соотношение температур пород в верхнем слое годовых молекулярных теплооборотов по данным ГУГМС на территории юго-запада СССР

Местоположение метеостанций	Температура, °C (средняя многолетняя)		Разница, °C
	1,6 м	3,2 м	
Курск	7,8	7,9	+0,1
Воронеж	8,2	8,2	0,0
Красный кордон (лесная)	7,2	7,1	-0,1
Немиров	8,6	8,7	+0,1
Одесса (Обсерватория)	11,5	11,8	+0,3
Киев (Политехнический ин-т)	8,9	8,9	0,0
Кировоград (целина)	9,8	10,1	+0,3
Херсон (с.-х. ин-т)	11,7	11,8	+0,1
Днепропетровск	10,2	10,4	+0,2
Харьков (Обсерватория)	8,8	8,8	0,0
Луганск	9,9	10,0	+0,1
Гриноуцы	9,8	9,8	0,0
Кишинев (училище виноделия)	11,0	11,2	+0,2
Кучуй Тотай	12,0	12,2	+0,2
Ростов-на-Дону	10,8	10,9	+0,1
Чертково	8,2	8,2	0,0
Волгоград	10,8	10,9	+0,1
Ольгино	12,8	12,9	+0,1
Орджоникидзе	11,1	11,2	+0,1
Тбилиси (Обсерватория)	14,4	14,6 (6,5)	+0,2
Маргушеван	16,2	16,2	0,0
Средняя			+0,1

Таблица 23

Соотношение температур пород в верхнем слое по данным ГУГМС
на территории юга европейской части ССР

Местоположение метеостанции	Temperatura, °C (средняя многолетняя)		Разница, °C
	1,6 м	3,2 м	
Магарач	16,2	15,9	-0,3
Мартъян	13,9	13,8	-0,1
Кировабад	16,4	16,1	-0,3
Джафархан	16,6	16,4	-0,2
Матраса	12,8	12,7	-0,1
Кусаргай	14,8	14,6	-0,2
Средняя			-0,2

плотными водоупорными породами от поверхности до фундамента. Одним из доказательств того, что ниже «нейтрального слоя» температура водоупорных пород в многолетнем разрезе не остается постоянной, может служить изменение температуры самого «нейтрального слоя». В течение года она постоянна, но если рассматривать ее в многолетнем разрезе, то окажется, что температура «нейтрального слоя» медленно изменяется, подчиняясь многолетним гармоническим циклам. К сожалению, объем таких материалов весьма ограничен как по числу точек наблюдений, так и по продолжительности самих наблюдений (табл. 24).

Таблица 24

Temperaturnyj reжim v наблюдательnoj скважине
Сквородинской мерзлотной станции (по А. Н. Тихонову)

Глубина, м	Среднегодовые температуры, °C							Повышение температуры за семь лет, °C
	1931 г.	1932 г.	1933 г.	1934 г.	1935 г.	1936 г.	1937 г.	
5	-0,94	-0,80	-0,69	-0,61	-0,58	-0,54	-0,59	+0,35
10	-0,90	-0,90	-0,90	-0,82	-0,81	-0,79	-0,79	+0,19
15	-1,10	-1,10	-1,10	-1,09	-1,08	-0,94	-0,90	+0,20
20	-1,30	-1,30	-1,25	-1,21	-1,20	-1,20	-1,20	+0,10
25	-1,50	-1,50	-1,44	-1,39	-1,39	-1,30	-1,13	+0,37
28	-1,60	-1,60	-1,58	-1,50	-1,49	-1,46	-1,44	+0,16

В течение более длительного времени наблюдения за режимом температуры, как отмечалось, проводились на гидрометеорологических станциях. Поскольку среднегодовая температура почвы примерно равна температуре «нейтрального слоя», то имеющиеся наблюдения за среднегодовой температурой почвы могут дать представление и о многолетних закономерностях колебаний температуры «нейтрального слоя». По территории ССР наиболее длинные непрерывные ряды наблюдений за температурой почвы до 3,2 м имеются по Москве и Вильнюсу

(рис. 10). Как видим, среднегодовая температура почвы меняется с периодами, измеряемыми несколькими годами и амплитудой (половина полного изменения), превышающей иногда 2°C . Сопоставление данных о режиме солнечной активности (см. рис. 7) и режиме температуры почвы показывает, что хотя цикличность солнечной активности оказывается на температуре поверхности Земли непосредственно, все же в целом эта зависимость оказывается сложнее, чем кажется на первый взгляд (см. рис. 10). Главная особенность заключается в том, что цикличность солнечной активности сначала приводит к цикличности в характере циркуляции атмосферы. Учет этого обстоятельства вносит осложнения, так как в одних районах изменение направления движения атмосферных потоков приводит к повышению температуры воздуха, а в других температура не изменяется или даже понижается. Цикличность солнечной активности в итоге сложной цепочки причинно-следственных связей проявляется в разных районах по разному, в связи с чем наблюдается и асинхронность некоторых явлений. Так, закономерности многолетнего режима уровня грунтовых вод прямо почти не зависят (как температура) от солнечной радиации, а зависят прежде всего от режима осадков, который в свою очередь обусловлен цикличностью характера циркуляции атмосферы и лишь последняя связана также сложной зависимостью с цикличностью солнечной активности. Именно поэтому долгое время не удавалось объяснить причины асинхронности в режиме уровня грунтовых вод относительно цикличности солнечной активности при наличии тесной эмпирической связи между этими двумя факторами.

Возвращаясь к характеристике режима температуры более глубоких слоев, напомним, что с увеличением продолжительности цикла и его давности уменьшается его влияние на температуру поверхностных слоев, но возрастает влияние на более глубокие слои. С увеличением длительности климатического цикла на два порядка глубина его влияния возрастает на порядок (рис. 11). Многолетние циклы в силу небольшой длины периода и сравнительно маленькой амплитуды на поверхности проникают в целом на незначительную глубину. При температуропроводности пород $0,010 \text{ см}^2/\text{с}$ мощность слоя переменных температур для 11-летнего цикла составляет лишь 64 м, для 35-летнего 112 м, а для 80-летнего 174 м ($2\Delta t = 5^{\circ}\text{C}$; $\Delta t_x = 0,01^{\circ}\text{C}$; см. табл. 26). Более существенно возрастает мощность слоев многовековых переменных температур не столько в связи с увеличением амплитуды поверхности ($2\Delta t = 10^{\circ}\text{C}$), сколько ввиду существенного роста длины периода. При той же температуропроводности пород она увеличивается до 3,1 км для периодов в 20 тыс. лет и до 4,4 км для периодов в 40 тыс. лет (см. рис. 26). Следует заметить, что используемое для расчетов выражение не учитывает внутренних источников тепла, а поэтому

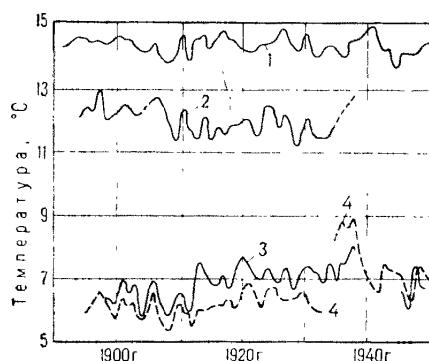


Рис. 10. Многолетний режим температуры почвы
1 — ход температуры на глубине 1,65 м в Тбилиси; 2 — то же, на глубине 3,2 м в Одессе; 3 — то же, на глубине 2,0 м в Москве; 4 — то же, на глубине 1,6 м в Ленинграде

является приближенным. Однако более строгое решение приводит практически к тем же результатам.

Заканчивая характеристику режима температуры в районах, сложенных водоупорными породами, следует сказать и о влиянии изменений температуры, происходящих в течение галактического года. Хотя мы условились, что не будем рассматривать предельные глубины влияния геологических периодов, так как оно выходит далеко за пределы стратисфера, однако мы должны оценить масштабы его влияния в пределах самой стратисферы. Если принять среднюю мощность равной 3 км, то температурная волна с длиной периода 200 млн. лет (галактический год) пройдет всю эту толщу пород до основания с амплитудой, близкой к поверхности. Говоря другими словами, изменения температуры на поверхности в течение галактического года, оцениваемые как минимум в 15—20° С, вызывают почти такие же изменения температуры и на глубине 3 км за этот же период, но со сдвигом по фазе примерно на 2 млн. лет. Что касается более коротких периодов колебаний температуры, измеряемых, например, сотнями тысяч лет (длительность ледниковых периодов), то на этой же глубине они вызовут изменение температуры, равное лишь половине поверхностного изменения. Как следует из сказанного ранее, период длительностью на два порядка больше вызывает одно и то же изменение температуры на глубине только в десять раз большей.

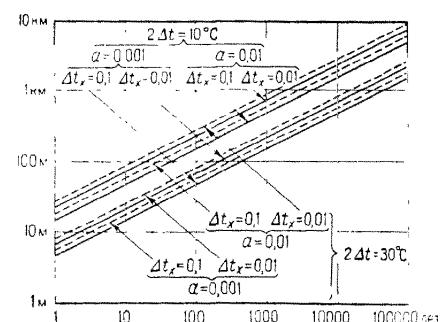


Рис. 11. Логарифмический график зависимости глубины проникновения поверхностных колебаний температуры от их длительности (периода), амплитуды (Δt), температуропроводности пород (α) и точности измерений температуры (Δt_x) в условиях молекулярного теплообмена

ликации с результатами моделирования, основные положения диссертации, представленной в Мичиганский Университет на соискание ученой степени доктора философии, рассматриваются результаты решения двухмерной стационарной задачи с помощью ЭВМ на двухслойной модели (Parsons, 1970). Верхний слой модели имитирует глины с коэффициентом теплопроводности $\lambda = 0,004$ кал/см·с °С (рис. 12), а нижний — иловые образования ледникового происхождения с $\lambda = 0,009$ кал/см·с °С. На приводимых рисунках (см. рис. 12) хорошо видно, что при одинаковом тепловом потоке снизу малейшее изменение температуры на верхней границе в центральной части разреза вызывает нарушения геотермического поля практически в пределах всего разреза, хотя передача тепла осуществляется лишь молекулярной теплопроводностью (рис. 12, а). Обращает на себя внимание то, что при тепловом потоке снизу, равном 10^{-6} кал/см²·с и температуре на верхней границе, близкой к 5° С, удается сохранить направление теплового потока в пределах всего разреза в глубь Земли, а не к поверхности, что в действительности и наблюдалось в натурных условиях. Уменьшение теплового потока на нижней границе при одинаковой температуре на верхней приводит к резкому вытягиванию геоизотерм в глубь Земли, демонстрирующему возрастание роли

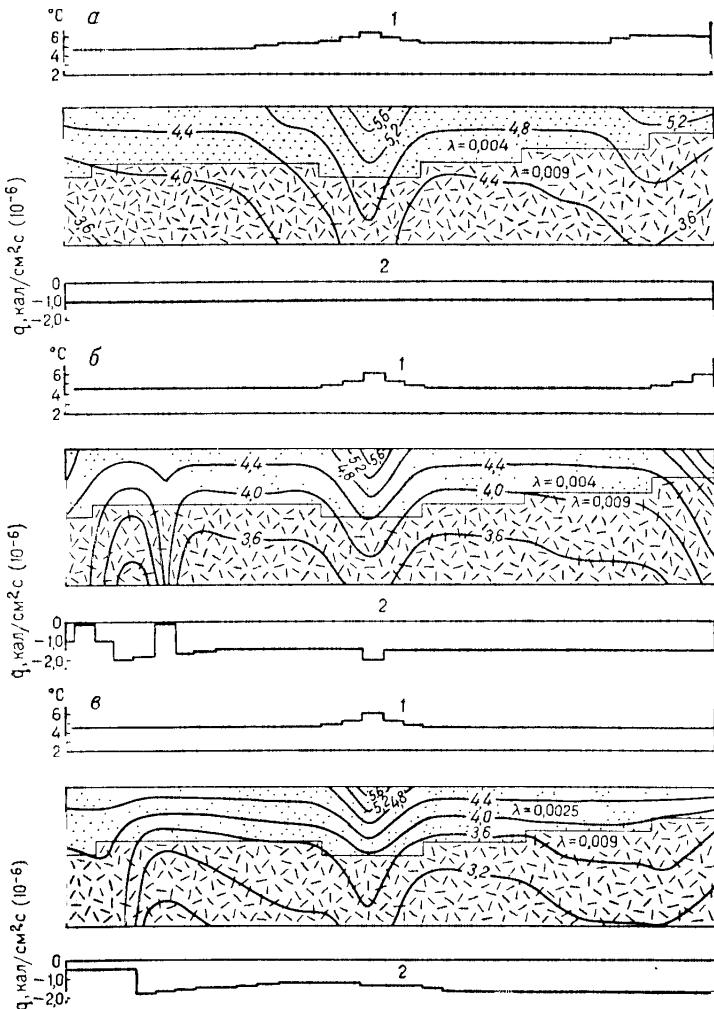


Рис. 12. Результаты моделирования геотемпературного поля в условиях молекулярного теплообмена на примере района, сложенного глинами (Parsons, 1970).

a — влияние изменений температуры верхней границы на температуру пород при постоянном тепловом потоке снизу; *b* — результат пространственных изменений температуры на верхней границе и величины теплового потока снизу; *в* — геотемпературное поле при уменьшении теплопроводности перекрывающих озерных глин. 1 — верхнее граничное условие (температура поверхности Земли); 2 — нижнее граничное условие (тепловой поток из недр Земли)

поверхностного влияния (см. рис. 12, б и в). К такому же результату приводит увеличение изменение температуры на верхней границе при постоянном тепловом потоке на нижней.

2. РЕЖИМ ТЕМПЕРАТУРЫ В РАЙОНАХ, СЛОЖЕННЫХ ХОРОШО ПРОНИЦАЕМЫМИ ПОРОДАМИ (ОТКРЫТЫЙ ТИП ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА)

В прошлом исследователи обращали внимание на то, что при повторных замерзаниях в скважинах в тех же точках температура ниже «нейтрального слоя» не всегда совпадала с ранее замеренной. объясняли это обычно погрешностями аппаратуры, недостатками методики измерений или различными искажающими факторами. В 1957 г. автор проводил в Молдавии специальные наблюдения за режимом температуры в выстоявшихся в покое скважинах, для чего предварительно была отработана методика и изучено экспериментально влияние различных искажающих факторов (конвекции, обсадных труб, циркуляции промывочной жидкости в скважине при бурении и вод в затрубном пространстве и т. д.). Первый сюрприз ожидал нас на правом берегу Днестра у г. Сороки, где для термометрических исследований была использована «законсервированная» скважина глубиной 136 м. Скважина очень подходила для решения поставленной задачи. Замеры температуры проводили в 1957 г. дважды: 29 мая и 11 сентября. При сравнении результатов оказалось, что на одной из глубин (25 м) за 100 дней температура поднялась на 0,15° С. А ведь это глубина залегания «нейтрального слоя». Сделали контрольные замеры. Результат тот же. Оказалось, что на территории рядом расположенного винзавода находятся два поглощающих колодца, в которые стекает теплая вода. Поскольку разрез от поверхности был сложен хорошо проницаемыми песчано-гравийными породами и известняками, то по ним вода свободно циркулировала ниже «нейтрального слоя». Статья о геотермических условиях Молдавии, где упоминалось и об этом случае, уже находилась в печати (опубликована в 1958 г.), а у нас стали накапливаться новые факты, которые уже нельзя было объяснить только искусственными причинами. Правда, было немало случаев, когда причины хотя и были другие, но тоже носили искусственный характер, как, например, в скважинах, расположенных на берегу р. Пахры у г. Подольска, где температура в течение суток изменялась даже на глубинах 35—50 м. После тщательных исследований на этом участке выяснилось, что верхняя пачка известняков обнаруживается на дне реки и через них идет инфильтрация речных вод в водоносный горизонт. Поскольку температура в реке крайне изменчива, менялась и температура водоносного слоя. Кроме того, на противоположном берегу, как оказалось, был расположен действующий водозабор, который вносил дополнительные, а возможно и главные, искажения в температурный режим водоносного слоя.

В дальнейшем при исследованиях в Иссыккульской впадине, у подножья горы Машук в Пятигорске, в Старой Мацесте и во многих других местах выяснилось, что затухание поверхностных годовых температурных волн на уровне «нейтрального слоя» происходит только в том случае, когда верхние слои от поверхности Земли сложены непроницаемыми породами. При наличии сверху более или менее мощных пачек проницаемых пород картина резко усложня-

лась. Величина и глубина затухания температурных амплитуд уже зависели не только от температуропроводности пород и периода температурных колебаний; главным фактором оказывалась скорость фильтрации подземных вод, которая зависела от величины питания. На территории СССР величина осадков колеблется преимущественно от 250 до 1000 мм/год, но на Кавказе, например, она местами достигает 1500—2000 мм/год и даже больше, а на Камчатке — 4500 мм/год. Максимальное же количество атмосферных осадков на земном шаре зарегистрировано в Индии (11 000 мм/год) и на Гавайских островах (12 000 мм/год). Как правило, конечно, большая часть осадков уходит на поверхностный сток. Но есть обширные области, где они полностью уходят на инфильтрацию. К таким районам относятся закарстованные массивы. Известны и другие районы, где поверхностный сток совершенно отсутствует. Так, например, у Ключевского вулкана на Камчатке, где норма осадков превышает 2000 мм/год, на десятки километров вокруг нет ни источников, ни ручейков. Вся вода без остатка уходит на питание подземных вод через хорошо проницаемые пористые лавы и вулканический песок.

Особенно велика постоянная скорость инфильтрации вблизи поверхностных водоемов и водотоков, а поскольку их достаточно много на поверхности Земли, то роль этих многочисленных рек, озер, прудов и других водоемов в переносе на глубину масс воды и тепла представляется немаловажной.

Необходимо учитывать, что сумма осадков, вычисляемая климатологами, совершенно не говорит о том, что на каждом данном участке пропорциональное количество влаги проникает в поверхностные слои. В действительности происходит колоссальное по своим масштабам перераспределение влаги в самых верхних слоях Земли. На обширных площадях суши в силу особенностей геологогидрогеологического строения на инфильтрацию может уходить лишь ничтожная часть осадков. На других же участках при перераспределении водных масс и благоприятных геологогидрогеологических условиях может создаваться многократный «перевес» инфильтрующихся вод. Поэтому нельзя принимать в качестве максимальной скорости инфильтрации средние или даже максимальные цифры, характеризующие распределение осадков на поверхности Земли.

Таким образом, в процессе многолетнего изучения режима температуры верхних слоев земной коры в натурных условиях было установлено, что в районах, сложенных от поверхности Земли водопроницаемыми породами, мощность слоя годовых переменных температур существенно возрастает и не увязывается с данными, получаемыми аналитическим путем на базе решения дифференциального уравнения, описывающего передачу тепла лишь молекулярной теплопроводностью (Фролов, 1958). При просачивании атмосферных вод, а также вод из поверхностных водоемов и водотоков, глубина и скорость проникновения поверхностных температурных волн оказываются значительно больше, чем в водоупорных породах. Если в последнем случае теплообмен происходит лишь благодаря молекулярной теплопроводности пород, то при инфильтрации перенос тепла осуществляется, кроме того, с движущейся массой воды, т. е. путем конвекции. Районы с такими условиями мы отнесли к открытому типу гидрогеотермического режима, наблюдающемуся там, где верхние слои земной коры сложены хорошо проницаемыми и дренированными породами (с глубокой эрозионной расщепленностью). Имеется несколько решений дифференциального уравнения (11), учитывающего передачу тепла конструктивным путем и

**Мощность (м) слоев суточных переменных температур в условиях инфильтрации
(открытый тип гидрогеотермического режима) при $2\Delta t = 15^\circ\text{C}$**

Коэффициент молекулярной температуропроводности пород, $\text{см}^2/\text{с}$	Точность измерений температуры, $^\circ\text{C}$	Скорость фильтрации, см/с											
		$5 \cdot 10^{-6}$		$1 \cdot 10^{-5}$		$1 \cdot 10^{-4}$		$5 \cdot 10^{-4}$		$1 \cdot 10^{-3}$		$2 \cdot 10^{-3}$	
		$a = \lambda$	$\lambda = 0,4a$	$a = \lambda$	$\lambda = 0,4a$	$a = \lambda$	$\lambda = 0,4a$	$a = \lambda$	$\lambda = 0,4a$	$a = \lambda$	$\lambda = 0,4a$	$a = \lambda$	$\lambda = 0,4a$
0,001	0,10	0,26	0,27	0,27	0,28	0,35	0,57	1,59	18,7	9,7	148	16	$1,48 \cdot 10^3$
	0,01	0,39	0,40	0,39	0,41	0,51	0,84	2,33	27,3	14,2	216	111	$1,73 \cdot 10^3$
0,005	0,10	0,59	0,60	0,60	0,61	0,66	0,80	1,17	4,60	2,68	30,2	15,8	238
	0,01	0,86	0,88	0,87	0,89	0,97	1,16	1,71	6,72	4,18	44,0	23,0	346
0,040	0,10	0,84	0,85	0,84	0,85	0,90	1,03	1,32	3,25	2,34	15,7	8,7	119
	0,01	1,22	1,23	1,22	1,24	1,32	1,51	1,93	4,75	3,41	23,0	12,7	173
0,015	0,10	1,04	1,02	1,02	1,04	1,09	1,21	1,47	2,95	2,30	11,2	6,55	79,5
	0,01	1,49	1,51	1,50	1,52	1,59	1,77	2,15	4,31	3,36	16,4	9,56	116

конвекцией, а также поверхностные синусоидальные изменения температуры. Наиболее строгим из них является решение Столмана (Stallman, 1965):

$$T_x = T_{\text{н. с}} + \Delta t e^{-xK_2} \sin \left(\frac{2\pi\tau_1}{\tau} - Bx \right), \quad (22)$$

где

$$B = |(M^2 + N^2/4)^{1/2} - N^2/2|^{1/2};$$

$$M = \frac{\kappa_{\text{л. с}} \rho}{\lambda \tau}; \quad N = \frac{\nu c_0 \rho_0}{2\lambda}.$$

Решение получено для следующих граничных условий.

Температура на поверхности Земли

$$T = T_B + \Delta t \sin 2\pi\tau_1/\tau. \quad (23)$$

При $x = \infty$ температура не зависит от поверхностных колебаний температуры. Эти граничные условия хорошо удовлетворяют уравнению (11) в области $0 < x < \infty$ и $0 < \tau_1 < \infty$. Применимо решение при следующих условиях: жидкость движется постоянно и равномерно вдоль оси x . Термические характеристики среды и жидкости постоянны в пространстве и во времени. Температура воды в каждой точке интервалов равна температуре вмещающих пород. Поскольку при максимуме амплитуды синус правой части уравнения (22) равен единице, то по аналогии с традиционными методами, применяемыми в молекулярной теплопроводности, затухание температурной волны можно определить с помощью выражений (16) и (18). Выполненные на ЭВЦМ Мир-2 по нашей программе расчеты затухания суточной (табл. 25) и годовой (табл. 26) температурных волн показывают, что глубины затухания увеличиваются в общем с ростом

Таблица 26

Мощность (м) слоев годовых и ежемесячных температур в условиях инфильтрации
(открытый тип гидрогеотермического режима) при $2 \Delta t = 50^\circ \text{ С}$

Коэффициент молекулярной теплопроводности пород, $\text{см}^2/\text{с}$	Точность измерений температуры, $^\circ\text{С}$	Скорость фильтрации, $\text{см}/\text{с}$					
		$1 \cdot 10^{-6}$		$1 \cdot 10^{-5}$		$5 \cdot 10^{-5}$	
		$a = \lambda$	$\lambda = 0,4a$	$a = \lambda$	$\lambda = 0,4a$	$a = \lambda$	$\lambda = 0,4a$
0,001	0,40	6,6	7,1	8,1	34,3	201	$3,06 \times 10^3$
	0,01	9,0	9,7	11,2	47,0	277	$4,20 \times 10^3$
0,005	0,40	14,2	14,7	17,6	26,8	62,4	625
	0,01	19,5	20,2	24,2	36,8	85,2	857
0,010	0,40	19,5	20,5	23,3	30,6	52,8	330
	0,01	27,2	28,4	31,9	42,0	72,2	452
0,015	0,40	24,4	25,0	27,6	34,3	52,2	238
	0,01	33,5	34,2	37,8	47,0	71,5	326

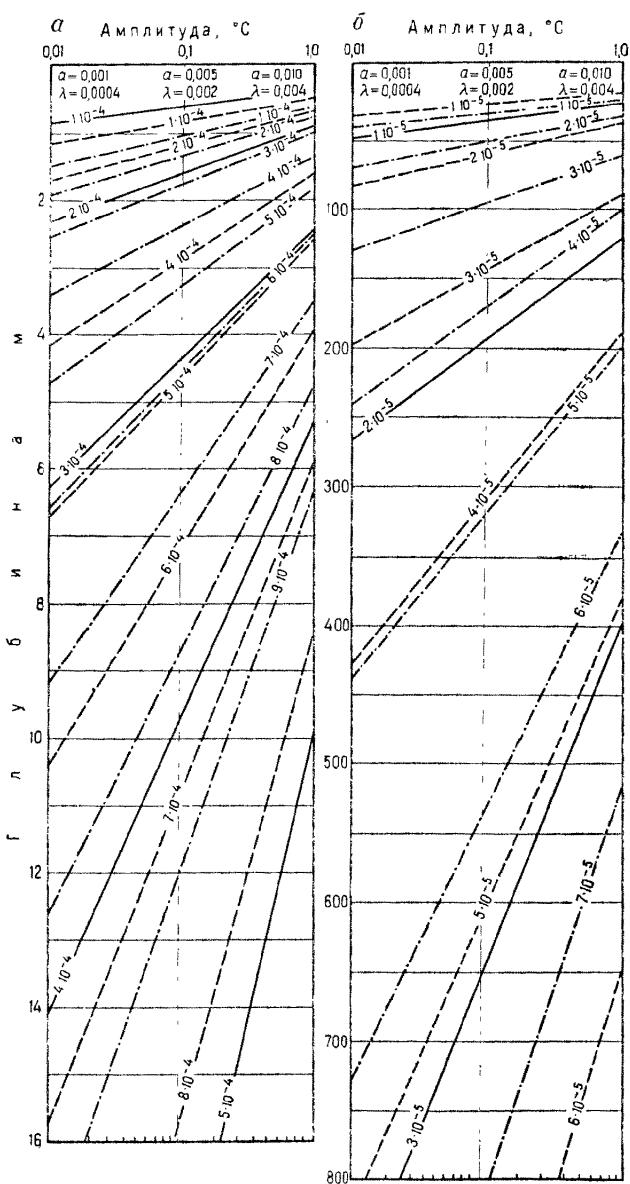


Рис. 13. Мощность слоев переменных температур (при $\lambda = 0,4a$):

α — для суточного периода ($2\Delta t = 15^\circ C$); **β** — для годового периода ($2\Delta t = 40^\circ C$)

скорости фильтрации и уменьшением температуропроводности скелета пород (рис. 13 и рис. 14).

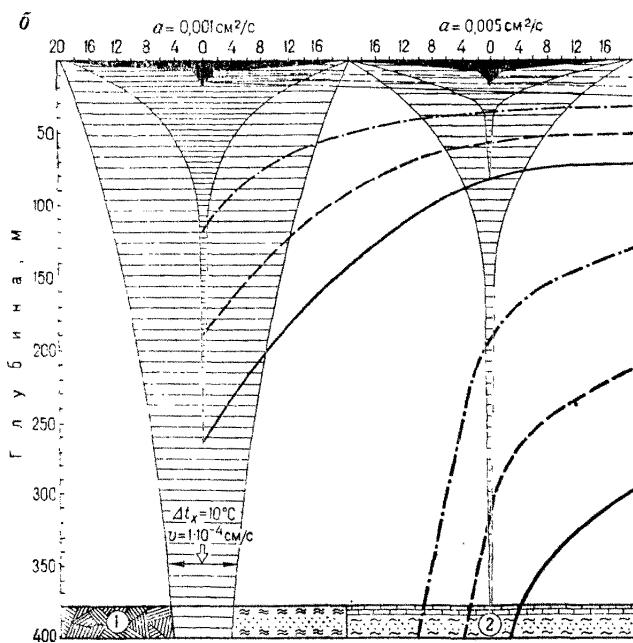
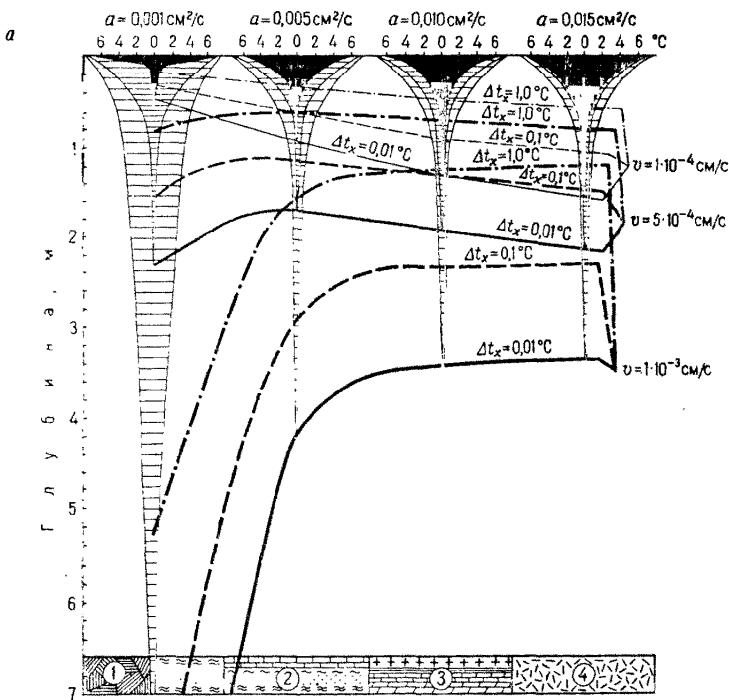
Анализ графиков затухания годовых температурных волн показывает, что при скорости фильтрации до 10^{-5} см/с мощность слоя годовых переменных температур совпадает или мало отличается от глубины залегания «нейтрального слоя» при соответствующих значениях a и λ (см. табл. 26 и табл. 20). Это свидетельствует о том, что литологический состав пород, хотя и является благоприятным фактором в формировании открытого типа гидрогеотермического режима, сам по себе еще не определяет его. Для реализации благоприятных литологических особенностей (высокая проницаемость пород) нужна еще высокая скорость фильтрации, а указанная выше цифра (10^{-5} см/с) является уже достаточно высокой, по крайней мере на порядок превышающей средние цифры возможного питания грунтовых вод в течение года за счет атмосферных осадков. Более высокие скорости инфильтрации, как отмечалось, могут наблюдаться на участках взаимосвязи с поверхностью водоемами и водотоками, а также в местах перераспределения подземного стока.

Уже при скорости фильтрации $2 \cdot 10^{-5}$ см/с и $\lambda = 0,4a$ мощность слоя годовых переменных температур сразу увеличивается до 270 м, тогда как при $v = 10^{-5}$ см/с она равнялась лишь 47 м. Надо сказать, что мощность слоев переменных температур растет также при уменьшении отношения λ/a . Так при той же скорости фильтрации ($2 \cdot 10^{-5}$ см/с), но при $\lambda = a$ мощность слоя годовых изменений температуры уменьшается до 26 м, т. е. на порядок. Другими словами — чем меньше коэффициент теплопроводности и выше коэффициент температуропроводности, тем большее мощность слоя годовых переменных температур при одинаковой скорости инфильтрации. Важно также отметить, что мощность названного слоя растет и в том случае (при одинаковой скорости), когда коэффициент молекулярной температуропроводности уменьшается (при $a/\lambda = \text{const}$), поскольку температурные волны в водоносном пласте в этом случае меньше «гасятся» скелетом пород. Аналогичная картина наблюдается и при формировании режима температуры в слое суточных теплооборотов с той лишь разницей, что для выхода из слоя суточных молекулярных теплооборотов суточной температурной волны нужна скорость фильтрации примерно на порядок больше, чем для годовой температурной волны для проникновения ниже «нейтрального слоя» при сопоставимых значениях a и λ .

Экспериментально нестабильность температуры недр Земли на глубинах, превышающих глубину залегания «нейтрального слоя», была установлена, как отмечалось, раньше, чем были получены соответствующие аналитические данные. Позднее в результате специальных прецизионных наблюдений за режимом температуры в глубоких опорных скважинах были установлены годовые гармонические колебания температуры Гидрогеотермическим отрядом Гидрорежимной экспедиции на очень больших глубинах. К настоящему времени получены материалы наблюдений по профилю Ярославль — Крым, которые полностью подтверждают существование выделенных нами ранее типов гидрогеотермического режима. Особенно убедительно открытый тип гидрогеотермического режима иллюстрируется данными наблюдений за режимом температуры пород и подземных вод на предгорных конусах выноса. Годовые гармонические изменения температуры грунтовых вод в этих районах, сложенных мощными толщами гравийно-галечниковых отложений и пересекаемых обычно хорошо

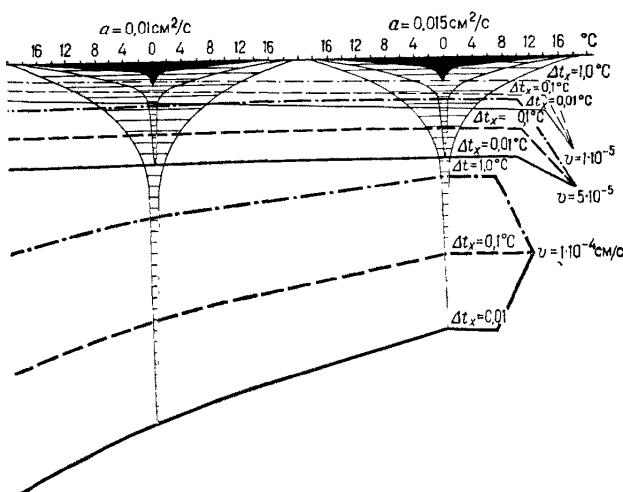
Рис. 14. Мощность слоев переменных температур (при $\lambda = a$):

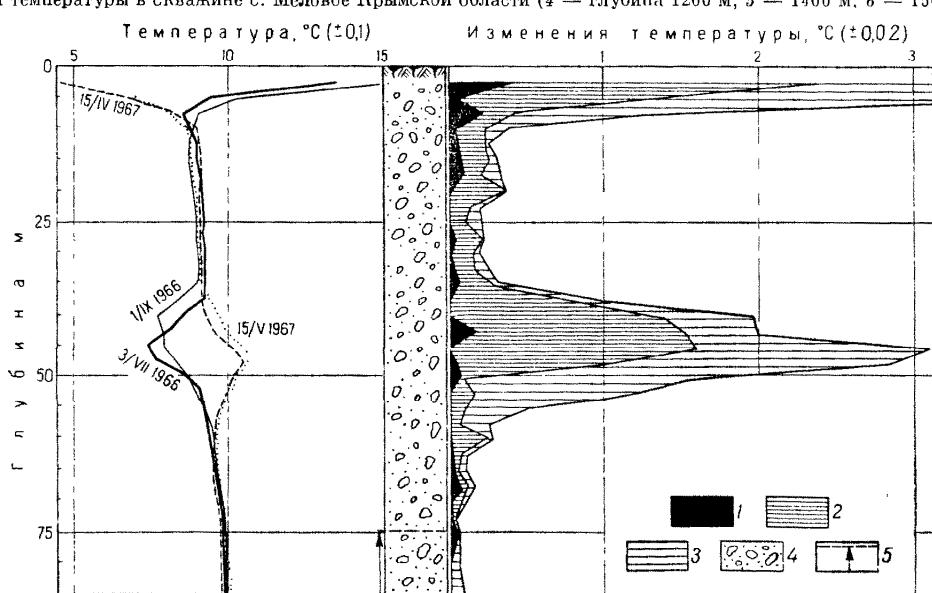
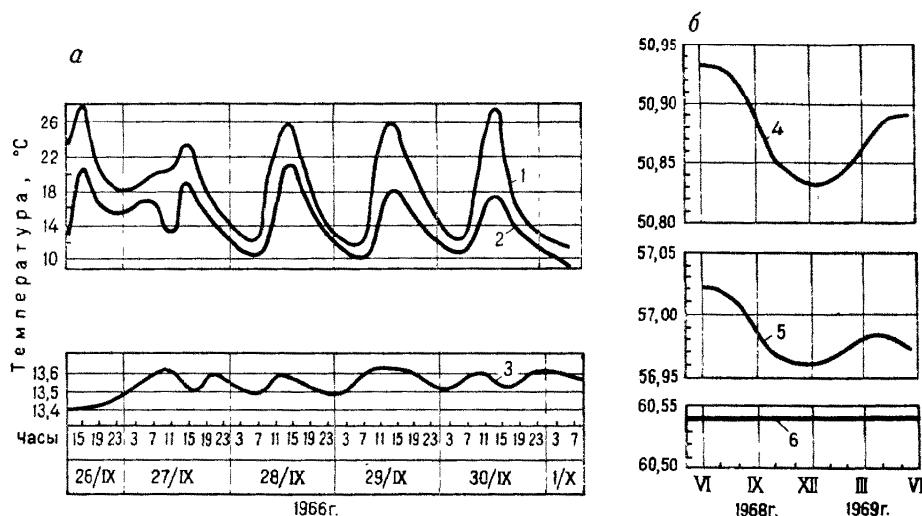
a — для суточного периода ($2 \Delta t = 15^\circ\text{C}$); *b* — для годового периода ($2 \Delta t = 40^\circ\text{C}$).
 1 — торф, уголь, песок, супесь; 2 — глина, суглинок, песок, известник, мергель, мел; 3 — алевролит, песчаник, гранит, базальт, диабаз, сланец; 4 — кварцит, железная руда, роговик



развитой сетью речек, ручьев и арыков, могут достигать на глубине 30—40 м 15° С и превышать амплитуду за соответствующий период на глубине 1,6—3,2 м, на участках, расположенных за пределами влияния речной сети (подрусловые потоки), т. е. там, где теплообмен определяется в основном молекулярной теплопроводностью. Вблизи рек в условиях связи грунтовых вод с речными водами даже суточные температурные амплитуды грунтовых вод на глубине 37,5 м достигают 0,2° С (рис. 15, а).

Мощность развития открытого типа режима в целом зависит главным образом от литологического состава водовмещающих пород, глубины эрозионного вреза, геоструктурных и гидрогеодинамических условий, определяющих в итоге скорость фильтрации подземных вод. В платформенных условиях, например в Днепровско-Донецкой впадине, в топкозернистых песках уже на глубине 12,5 м в течение года температурные амплитуды отмечаются обычно меньше 0,1—0,2° С, тогда как в гравийно-галечниковых отложениях конусов выноса на той же глубине и такие же амплитуды (и даже большие) могут отмечаться в течение суток. В скважине 308, расположенной в пределах Алматинского конуса выноса в интервале 40—45 м, в течение месяца отмечены изменения температуры более 1,6° С (рис. 16), что связано очевидно, с инфильтрацией поверхностных вод из р. Весновки, а также из многочисленных арыков, и существованием здесь подруслового потока в указанном интервале. По другую сторону хребта в Иссык-кульской впадине на северном склоне Кунгей Алатау в гравийно-галечниковых отложениях отмечены температурные амплитуды 0,6—0,8° С в течение двух недель на глубинах свыше 20 м.





1 — суточные изменения температуры; 2 — месячные; 3 — за 11 месяцев; 4 — валунно-галечник, заполнитель — песок; 5 — статический уровень воды

В скважине З-Т Сочи-Мацестинского артезианского бассейна температурные изменения в течение 2 лет отмечаются на глубинах до 2 км *. В этом районе кроме большой глубины эрозионного вреза также огромную роль играет литологический состав меловых и юрских отложений, представленных трещиноватыми (в верхней части закарстованными) известняками, через которые вода движется с большой скоростью. По замерам в скв. X Старой Мацесты семилетние температурные изменения ($0,2-0,5^{\circ}\text{C}$) надежно фиксируются от 25 м до глубины свыше 250 м при точности измерений $\pm 0,01-0,02^{\circ}\text{C}$. Поскольку скважина самоизливает и не эксплуатируется, т. е. находится длительное время в спокойном состоянии, а измерения проводились с высокой точностью, отмеченные изменения следует расценивать как результат естественных колебаний температуры. Кратковременные изменения температуры в скв. 6-К уверенно фиксируются до глубины 10 м (табл. 27).

Таблица 27

Температурный режим в скв. 6-К, Старой Мацесты
(Н. М. Фролов, В. И. Погуляев, Э. А. Маров, 1964 г.)

Глубина, м	Статический уровень воды, м				Изменения температуры, $^{\circ}\text{C}$	
	61,60	61,04	61,06	61,33	6 сут	16 сут
	27/VIII	2/IX	6/IX	11/IX		
2,5	15,30	15,19	15,48	15,57	0,29	0,38
5,0	13,09	13,11	13,31	13,42	0,20	0,33
7,5	12,44	12,50	12,54	12,62	0,08	0,18
10,0	12,43	12,47	12,45	12,49	0,04	0,06
12,5	12,68	12,70	12,69	12,68	0,02	0,02
	28/VIII	1/IX	8/IX	12/IX		
15,0	12,84	12,84	12,84	12,81	0,03	0,03
17,5	12,99	12,99	12,99	12,97	0,02	0,02
20,0	13,00	13,00	13,00	13,00	0,00	0,00
22,5	12,99	12,97	12,97	12,99	0,02	0,02
25,0	13,01	13,02	13,02	13,02	0,01	0,01
	29/VIII	31/IX	5/IX	13/IX		
27,5	13,02	13,02	13,03	13,02	0,01	0,01
30,0	13,09	13,09	13,09	13,10	0,01	0,01
32,5	13,10	13,10	13,10	13,11	0,01	0,01
35,0	13,09	13,09	13,07	13,09	0,02	0,02
37,5	13,13	13,15	13,13	13,12	0,02	0,03

К открытому типу гидротермического режима относятся, по-видимому, и океанические острова. В одной из скважин атолла Эниветок в Тихом океане, где велись наблюдения за режимом температуры с очень высокой точностью в течение трех лет, после систематического снижения температуры в течение двух лет к последнему замеру (2/VII 1955) отмечаются повышения температуры в отдельных интервалах (Фролов, 1968). Это может свидетельствовать о том,

* Этот факт, установленный нами в 1962 г., в настоящее время подтвержден как термометрическими данными Гидрорежимной экспедиции, так и результатами изучения уровняного режима верхнеюрского водоносного горизонта контрольно-наблюдательной станцией Мацесты.

что температурный режим скважины, нарушенный под влиянием циркуляции теплой промывочной жидкости, не восстановился полностью в течение двух лет. Указанные отклонения температуры могут отражать также влияние естественных факторов (а не только конвекции в самой скважине). Тем более, что гидравлическая связь подземных вод атола с водами океана установлена специальными наблюдениями за режимом уровня воды в океане и скважине (Swartz, 1966 г.).

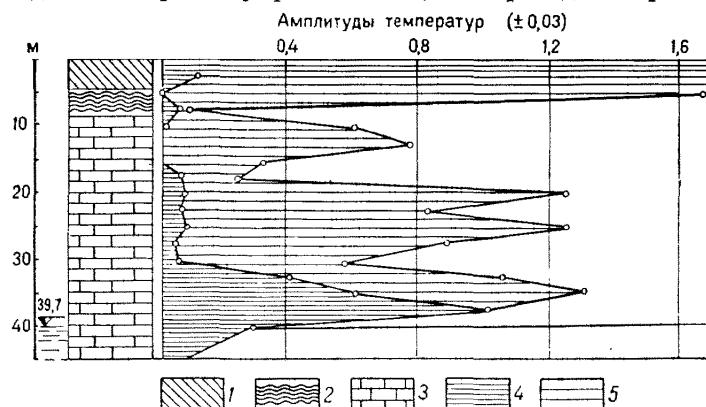
Интересные данные получены Гидрогеотермическим отрядом в скв. б с. Меловое Крымской области. Разрез этой скважины сложен от самой поверхности толщей трещиноватых карбонатных образований мелового возраста. В интервале 800—1400 м трещиноватость карбонатной пачки увеличивается и именно в этом интервале отмечены повышенные изменения температуры, а также низкие значения геотермического градиента. Наблюдения в течение двух лет позволили установить, что годовые изменения температуры до глубины 1400 м имеют гармонический характер, что убедительно свидетельствует о зависимости этих изменений от поверхностных синусоидальных колебаний температуры (рис. 15, б).

Необходимо заметить, что водоносные горизонты и породы, в которых воды циркулируют, могут быть подвержены влиянию климатических факторов на большую глубину ниже поверхности Земли даже в тех случаях, когда температура воды достигает 100° С и даже больше. Так, например, известно, что температура воды Иеллоустонских гейзеров также подвержена сезонным изменениям (Marler, 1954 г.). Температура их летом ниже, чем зимой, при практически постоянном расходе. Отмечается, что благодаря большим запасам подземных вод артезианского бассейна расход гейзеров постоянный, а температура понижается летом, когда усиливается приток инфильтрационных вод, и повышается зимой, когда их приток ослабевает. Наблюдения па 60 источниках в течение 1925—1930 гг. и 1951—1952 гг. показали, что температурный режим в них в многолетнем цикле еще более непостоянны. В 11 источниках температура через 21—27 лет оказалась ниже на 0,1—8,5° С, а в 49 — выше на 0,1—30,1° С. Однако к оценке колебаний температуры воды в источниках следует подходить весьма осторожно. Надо учитывать, что колебания температуры воды непосредственно в очаге разгрузки подземных вод еще не означают, что изменяется температура разгружающихся глубинных вод. Эти колебания могут происходить вследствие смешения глубинных и грунтовых вод в зоне разгрузки. Более того, даже колебания температуры, зарегистрированные в верхней части глубокой обсаженной скважины, не являются основанием для утверждений о нестабильности температуры в пределах водоносного пласта, вскрытого забоем скважины. Эти колебания могут отражать лишь изменения температуры подземных вод на измеренном уровне, хотя и изолированной обсадной трубой. В скважине «Западная», например, расположенной у подножья горы Машук, где породы прогреты до самой поверхности Земли, суточные колебания температуры фиксируются на глубине выше 35 м. Однако они не свидетельствуют об изменении величины глубинного теплового потока, а отражают изменения температуры подземных вод, циркулирующих в известково-мергелистой толще ниже 10 м от поверхности. В пределах же верхней части разреза, сложенной до 4,95 м водоупорными суглинками, а в интервале 4,95—8,50 м травертинами, величина изменений температуры значительно ниже (рис. 17).

Надежным показателем естественных изменений температуры на глубине могут, следовательно, служить только непосредственные измерения на этих глубинах, а не измерения температуры подземных вод при их подъеме как в естественных, так и в искусственных дренах. Для того чтобы убедиться в точности измерений температуры в самой скважине, нами проводились многократные измерения температуры в течение небольшого промежутка времени в одной и той же скважине на одной и той же глубине ниже «нейтрального слоя» на уровне водоупорных пород. Если разница между отсчетами не превышала $\pm 0,01^\circ\text{C}$, применявшаяся методика и аппаратура считались надежными. Только после этого зафиксированные изменения температуры больше указанных величин расценивались как следствие естественных колебаний температуры. В условиях нарушенного режима изменения температуры имеют искусственное происхождение и при безупречной методике проведения работ.

Рис. 17. Режим температуры в скважине «Западная» у горы Машук, г. Пятигорск.

1 — скважинки с обломками известняка; 2 — транвертины; 3 — известково-мелелистистая толща; 4 — суточные изменения температуры, $^\circ\text{C}$; 5 — изменение температуры за 8 месяцев



Особой мобильностью отличается температурный режим водоносных горизонтов на участках водозаборов. Как показали наши наблюдения за режимом температуры подземных вод в районе водозабора Балтэзерс, на участке между инфильтрационным бассейном и сифоном происходит непрерывное перемещение от бассейна к сифону линз то холодных (в зимний период), то теплых (в летний период) вод, что вызывает соответствующие изменения температуры по всему стволу наблюдательных скважин, расположенных между инфильтрационными бассейнами и сифоном.

В уже упомянутой статье (Parsons, 1970) содержатся также результаты моделирования двухмерной стационарной задачи тепло- и массопереноса на примере бассейна подземных вод, представленного двумя слоями с различными фильтрационными свойствами. Верхний слой модели представлен мелко-зернистыми песками мощностью 160 м, а нижний — гранитами с такой же мощностью. Начальные и граничные гидрогеодинамические условия приводятся на рисунке (рис. 18, а, б). Что касается геотермических параметров, то в первом варианте верхнее граничное условие задавалось в виде постоянной температуры зеркала грунтовых вод, равной 5°C в пределах всего бассейна, длиной 3200 м, а на нижней границе принимался тепловой поток, характерный для Канадского щита (10^{-6} кал/ $\text{см}^2 \cdot \text{с}$). Результаты моделирования показали, что различия в скорости фильтрации на три порядка в названных слоях привели

к наиболее существенным различиям в величине геотермического градиента в верхнем песчаном слое. Если в гранитах величина градиента оказалась лишь немногим меньше того, который необходим для передачи от подошвы к кровле

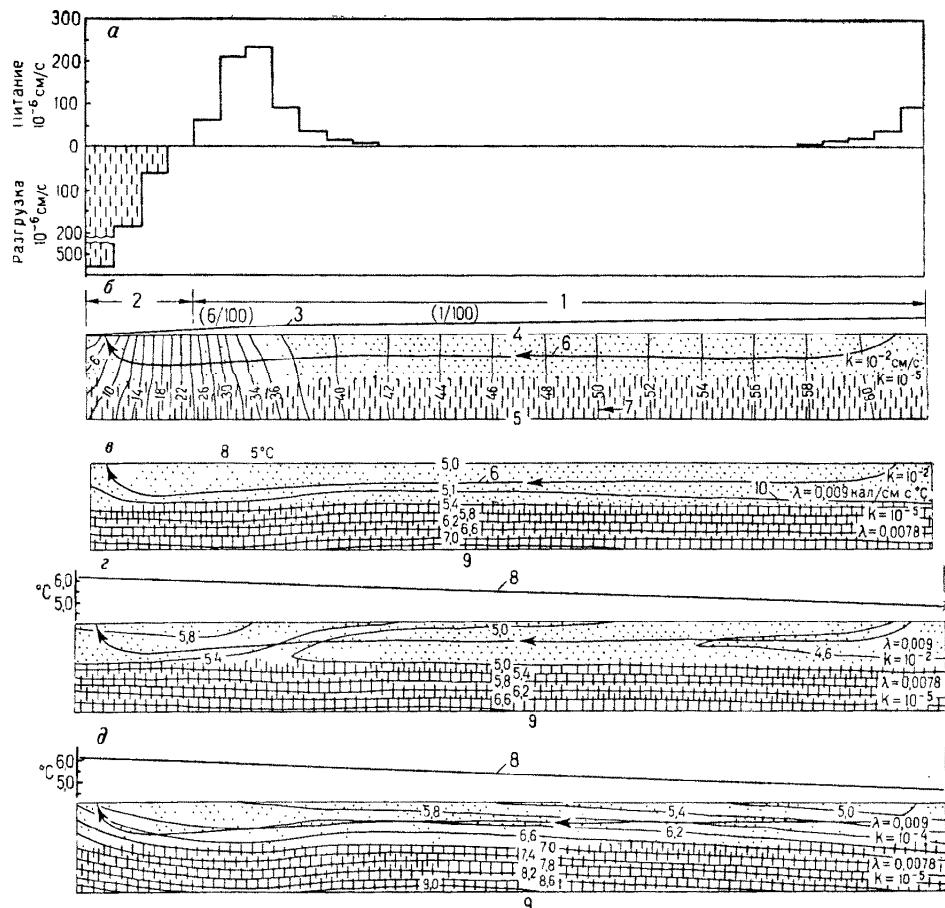


Рис. 18. Моделирование стационарного геотемпературного поля в двухслойном бассейне подземных вод с учетом молекулярного и конвективного теплообмена (Parsons, 1970)

а — имитация питания и разгрузки; *б* — гидрогидродинамическая модель; *в—д* — результаты моделирования геотемпературного поля; *в* — влияние скорости фильтрации на механизм передачи тепла, *г* — влияние на геотемпературное поле изменений температуры на верхней границе, *д* — влияние на геотемпературное поле уменьшения скорости фильтрации в 100 раз. *1* — область питания; *2* — область разгрузки подземных вод; *3* — угол; *4* — верхнее граничное условие, имитирующее зеркало грунтовых вод; *5* — нижнее граничное условие — гранит; *6* — коэффициент фильтрации $k = 0$; *6* — направление движения подземных вод; *7* — напор, м; *8* — верхнее граничное условие, имитирующее распределение температуры; *9* — нижнее граничное условие — тепловой поток $q = 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$; *10* — геонзотермы

слоя всего тепла молекулярным путем, то в песках градиент температуры резко уменьшился и тепло передавалось главным образом конвективным путем (рис. 18, *в*). Все тепло, поступающее снизу из гранитов в водоносный слой, переносится из области питания в область разгрузки так, что постоянство

температуры на верхней границе не нарушается. Небольшое изменение температуры зеркала грунтовых вод от $4,55^{\circ}\text{C}$ в области питания до $6,0^{\circ}\text{C}$ в области разгрузки привело к резкому изменению геотемпературного поля в пределах всего водоносного слоя и даже в какой-то степени в подстилающих гранитах (рис. 18, ε). Под влиянием изменения верхнего граничного условия у кровли водоносного горизонта изменилось даже направление теплового потока (излучение сменилось инсоляцией). Новое решение при уменьшении коэффициента фильтрации песков на два порядка показывает, что при тех же гидродинамических и геотермических граничных условиях различия в геотемпературном поле песков и гранитов уже не так значительны (рис. 18, δ). Градиент температуры существенно уменьшается лишь в области разгрузки.

Итак, результаты моделирования неоспоримо подтверждают два важнейших факта, установленных ранее экспериментально в натурных условиях:

— подземные воды играют огромную роль в выносе тепла и формировании геотемпературного поля;

— даже незначительное изменение температуры на поверхности Земли оказывается на режиме температуры глубоких недр Земли и глубина эта тем больше, чем выше скорость фильтрации подземных вод (при прочих равных условиях).

Конечно, приведенные результаты моделирования далеко не полностью отражают механизм воздействия поверхностных колебаний температуры на геотемпературное поле и роль подземных вод в этом механизме, поскольку моделирование проводилось на базе уравнения установившегося движения тепла и массы. Полное представление обо всем многообразии этого процесса можно получить при моделировании неустановившегося движения, что позволило бы с учетом всей массы возможных в природе сочетаний теплофизических, гидродинамических, геологических и физико-географических параметров проследить развитие результатов их комплексного взаимодействия во времени с учетом всей гаммы климатических циклов. Постановка и решение подобной задачи несомненно поможет в решении многих теоретических и прикладных задач на более высоком уровне.

В заключение следует добавить, что к открытому типу гидрогеотермического режима нами относятся также и те участки, в пределах которых отмечается переслаивание слоев постоянных и переменных температур в тех случаях, когда верхняя пачка пород отличается хорошей проницаемостью и нестабильностью температуры до глубин, превышающих глубину залегания «нейтрального слоя». В качестве примера можно привести скв. 19 в г. Подольске, где отмечено затухание температурных амплитуд на глубинах 52,5; 55,0 и 57,5 м, соответствующих интервалу залегания глин.

3. РЕЖИМ ТЕМПЕРАТУРЫ В РАЙОНАХ, СЛОЖЕННЫХ ТОЛЩАМИ ПЕРЕСЛАИВАЮЩИХСЯ ВОДОНОСНЫХ И ВОДОУПОРНЫХ ПОРОД (КОМБИНИРОВАННЫЙ ТИП ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА)

Комбинированный тип гидрогеотермического режима характерен для участков, сложенных толщами переслаивающихся водоупорных и водопроницаемых пород с наличием в верхней части разреза водоупорного слоя мощностью свыше 40–50 м, что характерно для артезианских бассейнов, приуроченных к геострук-

турным впадинам. Годовые изменения температуры в таких районах в пределах верхнего водоупорного слоя вначале затухают так же, как и в районах с закрытым типом гидрогеотермического режима. Но затем, ниже по глубине они снова отчетливо регистрируются, когда измерения проводятся в пределах водоносного пласта. Стратисфера почти повсеместно представлена толщей переслаивающихся пачек водоупорных пород (преимущественно глин) и водопроницаемых (главным образом песков и трещиноватых разностей карбонатных пород). В этих условиях схема гидрогеотермического режима в разрезе представляет собой чередование по вертикали зон постоянных годовых температур с зонами, где регистрируются изменения температуры в течение года, ввиду чего ранее этот тип режима назывался нами также «слоистым».

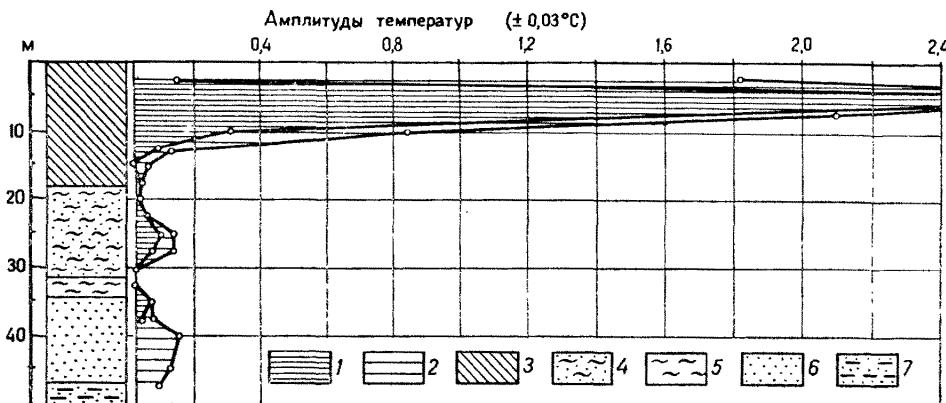


Рис. 19. Режим температуры в наблюдательной скв. 55, г. Киев

1 — изменения температуры за 5 мес.; 2 — то же, за 2 года; 3 — делювий; 4 — неогеновые нестрые глины; 5 — палеогеновые (полтавские) глины, каолинизированные; 6 — полтавские пески; 7 — харьковские пески

Специальные экспериментальные данные, на основании которых выделен этот тип гидрогеотермического режима, были вначале получены при гидрогеотермических исследованиях в Молдавской ССР. В 1956—1958 г. во время специальных наблюдений за режимом температуры в скважине г. Сороки нами было обнаружено, что ниже «нейтрального слоя» в пределах водоносных горизонтов отчетливо фиксируются изменения температуры в течение сезона. В водоупорных слоях ниже и выше по разрезу изменений температуры не наблюдалось. В скважине 55 (г. Киев) годовые температурные амплитуды, передающиеся кондуктивным путем, практически затухали уже на глубине 15 м (рис. 19). Однако ниже, с глубины 34 м изменения температуры опять отчетливо фиксировались до самого забоя в интервале, представленном полтавскими и харьковскими песками.

Как отмечалось, тип гидрогеотермического режима определяется на основании полного годового цикла наблюдений и при точности измерений температуры $\pm 0,01^\circ\text{C}$. В противном случае неизбежны неопределенности. Так, в скв. 409, (г. Каскелен Казахской ССР) в верхнем слое суглинков и валунисто-галечниковых отложений с супесью (в качестве заполнителя) суточные температурные ампли-

туды затухают на глубине несколько большей 2,5 м. Ниже, до 25 м включительно, величина суточной амплитуды не превышает точности измерений ($\pm 0,02^\circ \text{C}$) и лишь на глубине 15 м отмечена амплитуда $0,04^\circ \text{C}$. С глубины 27,5 м в пределах водоносного слоя амплитуды возрастают до $0,14^\circ \text{C}$. Если рассматривать температурный режим описываемого участка в суточном цикле, то район скв. 409 можно было бы отнести к комбинированному типу режима. Однако замеры через 15 сут показали, что за это время произошли изменения температуры сверху уже до глубины 15 м и снизу на глубине 25 м у контакта с водоносным слоем. С относительно постоянной температурой ($0,01$ — $0,02^\circ \text{C}$) в течение двух недель остался лишь небольшой прослой в интервале 17,5—22,5 м. Эти данные указывают на то, что отмеченный маломощный прослой (5 м) является лишь относительно водоупорным и в годовом цикле на его уровне также произойдут изменения температуры. Аналогичные закономерности режима температуры были установлены в скв. 8027, 8493 и 8499 (г. Кривой Рог), где величина суточных температурных амплитуд близка к точности измерений до глубины выше 26 м (табл. 28). Но уже через 6 сут изменения температуры не вышли за пределы точности измерений лишь в интервале 21—26 м, а поэтому оба эти района относятся к открытому типу гидрогеотермического режима.

Таблица 28
Температурный режим в скв. 8499, г. Кривой Рог (1962 г.)

Глубина, м	6/VII		7/VII		12/VII	Изменения температуры, $^\circ\text{C}$	
	7 ч 20 мин	12 ч 22 мин	7 ч 10 мин	19 ч 10 мин		5—12 ч	6 сут
2,5	—	—	12,50	12,70	—	0,20	—
5,0	—	—	9,84	9,87	—	0,03	—
7,5	—	—	10,22	10,24	—	0,02	—
10,0	—	—	10,58	10,52	—	0,06	—
12,5	—	—	10,53	10,55	—	0,02	—
16,0	10,59	10,60	—	—	10,55	0,01	0,05
18,5	10,62	10,62	—	—	10,58	0,00	0,04
21,0	10,61	10,61	—	—	10,59	0,00	0,02
23,5	10,64	10,64	—	—	10,62	0,00	0,02
26,0	10,59	10,58	—	—	10,57	0,01	0,02
27,5	—	10,72	—	—	10,68	—	0,04
30,0	—	10,74	—	—	10,68	—	0,06
32,5	—	10,77	—	—	10,72	—	0,05
35,0	—	10,73	—	—	10,66	—	0,07
37,5	—	10,75	—	—	10,68	—	0,07

В артезианских бассейнах поверхностные температурные изменения передаются по водоносному пласту из области питания при наличии постоянных температур в перекрывающих толщах водоупорных пород в области транзита и напора. Темпы перемещения (возмущения) массы, обуславливающие изменения давления и уровня воды, вызывают также изменения температуры, так как все эти процессы теснейшим образом взаимосвязаны. Наблюдения за уровнем воды и температурой в наблюдательных скважинах вблизи инфильтрационных

бассейнов показали, что при наливе воды в бассейн отмечаются быстрые изменения как уровня, так и температуры часто без запаздывания относительно друг друга *.

Поскольку артезианские бассейны представляют собой преимущественно этажное чередование водоносных горизонтов и водоупорных толщ пород с наличием связи у водоносных горизонтов с поверхностью Земли в областях питания, а также ввиду увеличения темпов теплообмена в условиях конвекции с более глубокими частями горизонтов и вмещающими толщами водоупорных пород, поверхностные факторы оказывают влияние практически на всю осадочную толщу. Однако оценить масштабы этого влияния очень трудно ввиду сложности учета геолого-гидрогеологических и теплофизических условий. С какой-то степенью приближенности это представляется возможным при использовании коэффициентов затухания температурных волн в том случае, если они будут определены экспериментальным путем. В условиях молекулярного теплообмена коэффициент затухания согласно формулам (16 и 17) равен:

$$K_1 = \frac{\ln \Delta t_1 - \ln \Delta t_2}{x_2 - x_1} = \sqrt{\frac{\pi}{a\tau}}. \quad (24)$$

В условиях инфильтрации согласно формулам (16 и 18)

$$K_2 = \frac{\ln \Delta t_1 - \ln \Delta t_2}{x_2 - x_1} = \sqrt{\sqrt{\frac{\left(\frac{vc_0\rho_0}{2\lambda}\right)^4}{4} + \left(\frac{\pi}{a\tau}\right)^2} + \frac{\left(\frac{vc_0\rho_0}{2\lambda}\right)^2}{2} - \frac{vc_0\rho_0}{2\lambda}}. \quad (25)$$

Нами проанализирован с помощью уравнения (25) массив возможных в природе теплофизических, гидроэдинамических и климатических параметров во взаимосвязи между собой на ЭВЦМ Мир-2**. Предварительная обработка огромного объема полученных данных позволяет выявить ряд важных и интересных закономерностей. Так, например, четко проявилось быстрое уменьшение величины коэффициента затухания (увеличение глубины затухания) в случае уменьшения соотношения λ/a при коэффициенте молекулярной температуропроводности ниже $5 \cdot 10^{-3}$ см²/с (см. рис. 13 и рис. 14). При $\lambda = a$ мощность слоя суточных переменных температур в условиях молекулярного теплообмена закономерно растет с увеличением коэффициента молекулярной температуропроводности при скорости инфильтрации ниже 10^{-4} см/с. Однако при скорости инфильтрации $5 \cdot 10^{-4}$ см/с и выше теплофизические свойства скелета породы начинают оказывать на мощность слоя суточных переменных температур обратное воздействие. Так, при $a = \lambda = 10^{-3}$ см²/с глубина залегания слоя постоянных суточных температур оказывается больше, чем при $a = \lambda = 0,015$ см²/с, хотя скорость инфильтрации остается в обоих случаях постоянной ($5 \cdot 10^{-4}$ см/с). Объясняется, это вероятно, тем, что при росте теплофизических параметров скелета породы температурные волны лучше «гасятся». Аналогичные закономерности наблюдаются и при изучении температурного режима

* Решенное Форгеймером уравнение Буссинеска, определяющее неуставновившееся движение подземных вод в прибрежной зоне при синусоидальных колебаниях уровня воды в реке аналогично решению, определяющему распространение температурной волны в недрах Земли при синусоидальных колебаниях температуры на поверхности Земли.

** Работы на ЭВЦМ осуществлялись В. И. Пыркиным и Л. И. Краюшкиной, за что автор выражает им глубокую признательность.

в годовом цикле с той, однако, разницей, что перелом в характере годового режима наблюдается при скорости инфильтрации на порядок меньшей. Что касается величины коэффициента молекулярно-конвективной температуропроводности, то он начинает отличаться от коэффициента молекулярной температуропроводности при значительно меньшей скорости инфильтрации. Так, в суточном цикле такой границей является уже скорость 10^{-6} см/с при $\lambda = 0,4a$ и $a < 0,005$ см²/с, которая при $\lambda = a$ и $a > 0,005$ см²/с увеличивается на порядок (табл. 29).

Таблица 29

Соотношение между коэффициентами молекулярной и молекулярно-конвективной температуропроводности

Коэффициент молекулярной температуропроводности, см ² /с	Скорость инфильтрации, 10^{-6} см/с	Коэффициент молекулярно-конвективной температуропроводности, см ² /с			
		$\lambda = a$		$\lambda = 0,4a$	
		Суточный цикл	Годовой цикл	Суточный цикл	Годовой цикл
0,001	0,01	0,0010	0,0040	0,0040	0,0010
	0,10	0,0010	0,0010	0,0010	0,0010
	1,0	0,0019	0,0011	0,0010	0,0013
	10	0,0010	0,0031	0,0011	0,03
0,005	100	0,0017	0,0063	0,0048	$1,6 \cdot 10^8$
	0,1	0,0050	0,0050	0,0050	0,0050
	1,0	0,0050	0,0052	0,0052	0,0056
	10	0,0051	0,0080	0,0054	0,0184
0,010	100	0,0063	2,79	0,0094	$5,9 \cdot 10^6$
	0,1	0,010	0,040	0,040	0,040
	1,0	0,010	0,040	0,040	0,044
	10	0,010	0,014	0,010	0,024
0,015	100	0,012	0,875	0,015	$1,6 \cdot 10^6$
	0,1	0,015	0,015	0,015	0,015
	1,0	0,015	0,015	0,015	0,016
	10	0,015	0,020	0,015	0,03
	100	0,017	0,524	0,021	$6,9 \cdot 10^5$

Как видим, в суточном цикле движение вод со скоростью 10^{-6} см/с и несколько большей не оказывает практически влияния на величину коэффициента затухания. Но уже при скорости 10^{-5} см/с влияние конвекции заметно и тем больше, чем ниже коэффициент молекулярной температуропроводности и отношение λ/a (см. табл. 29). В масштабах года для получения того же эффекта скорость движения подземных вод может быть на целый порядок ниже.

При определении коэффициента затухания температурной волны экспериментальным путем автоматически учитываются как молекулярный, так и конвективный теплообмен. При отсутствии движения подземных вод выражение (25) переходит в (24) и величина коэффициента затухания в этом случае определяется закономерностями кондуктивного теплообмена (табл. 30).

Таблица 30

Зависимость величины коэффициента затухания от длины периода, коэффициента молекулярной температуропроводности пород и скорости инфильтрации (расчет выполнен на ЭВЦМ Мир-2)

Коэффициент молекулярной температуропроводности, 10^{-3} см 2 /с	Скорость инфильтрации, 10^{-6} см/с	Коэффициент затухания ($a = \lambda$), см $^{-1}$		Коэффициент затухания ($\lambda = 0,4a$), см $^{-1}$	
		суточный, 10^{-2}	годовой, 10^{-4}	суточный, 10^{-2}	годовой, 10^{-4}
1	0,01	19,07	99,72	19,07	99,65
1	0,1	19,06	99,27	19,06	98,52
1	1,0	19,02	94,83	18,94	87,66
1	10	18,57	56,22	17,84	18,06
1	100	14,40	39,56	8,71	0,00025
5	0,1	8,53	44,52	8,52	44,37
5	1,0	8,52	43,62	8,50	42,15
5	10	8,43	35,18	8,28	23,25
5	100	7,56	1,89	6,21	0,0013
10	0,1	6,03	31,50	6,03	31,43
10	1,0	6,02	31,05	6,02	30,32
10	10	5,98	26,75	5,91	20,31
10	100	5,54	3,37	4,84	0,0025
15	0,1	4,92	25,73	4,92	25,68
15	1,0	4,92	25,43	4,91	24,93
15	10	4,89	22,54	4,84	18,11
15	100	4,60	4,36	4,42	0,0038

С помощью коэффициента затухания, получаемого эмпирическим путем, можно определить эффективный или обобщенный молекулярно-конвективный коэффициент температуропроводности водоносного пласта по формуле

$$a_{\text{сут}}^* = \frac{\pi}{\tau K_2^2} = \frac{36,36 \cdot 10^{-6}}{K_2^2}, \quad (26)$$

$$a_{\text{год}}^* = \frac{\pi}{\tau K_2^2} = \frac{99,61 \cdot 10^{-9}}{K_2^2}. \quad (27)$$

Величина коэффициента молекулярно-конвективной температуропроводности при скорости фильтрации менее $5 \cdot 10^{-6}$ см/с (суточные циклы) практически совпадает с коэффициентом молекулярной температуропроводности (см. табл. 29). В течение годового цикла он больше температуропроводности скелета даже при меньшей скорости фильтрации (10^{-6} см/с), т. е. коэффициент молекулярно-конвективной температуропроводности увеличивается с ростом длительности процесса фильтрации (рис. 20).

Как молекулярный, так и молекулярно-конвективный коэффициенты температуропроводности можно также определить по длине температурной волны:

$$a^* = \frac{\alpha^2}{4\pi\tau}, \quad (28)$$

где $4\pi\tau$ (сут) = $10,85 \cdot 10^5$, а при $\tau = 1$ году $4\pi\tau = 39,61 \cdot 10^7$. Или по времени «запаздывания» температурной волны

$$a^* = \frac{x^2\tau}{4\pi t_{\text{зап}}^2}. \quad (29)$$

Установленный размах возможных колебаний величины молекулярно-конвективного коэффициента температуропроводности (в водоносном пласте) при скоростях фильтрации подземных вод от 10^{-7} до 10^{-4} см/с (см. табл. 29), дает возможность приблизенно оценить глубину влияния поверхностных синусоидальных колебаний температуры по водоносному пласту при помощи формул (16 и 17), как более простых (табл. 31).

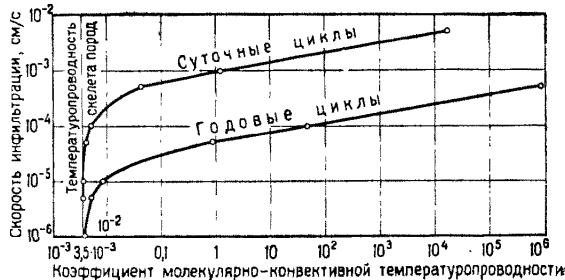


Рис. 20. Зависимость величины коэффициента молекулярно-конвективной температуропроводности от скорости инфильтрации и ее длительности

Таблица 31

Оптимальные расстояния (км) от области питания, на которые оказывают влияние поверхностные синусоидальные колебания температуры по водоносным пластам (для годового цикла $2\Delta t = 50^\circ\text{C}$, для остальных $2\Delta t = 5^\circ\text{C}$ и $\Delta t_x = 0,1^\circ\text{C}$)

Слои переменных температур	Циклы (периоды), лет	Коэффициент молекулярно-конвективной температуропроводности, $\text{см}^2/\text{с}$			
		0,1	1,0	10	100
Годовых	1	0,06	0,20	0,62	1,97
Многолетних	11	0,43	0,41	1,3	4,1
	35	0,23	0,59	2,3	5,9
	80	0,35	1,11	3,5	11,1
Многовековых	$2 \cdot 10^4$	5,45	17,6	51,5	176
	$4 \cdot 10^4$	7,85	24,8	78,5	248

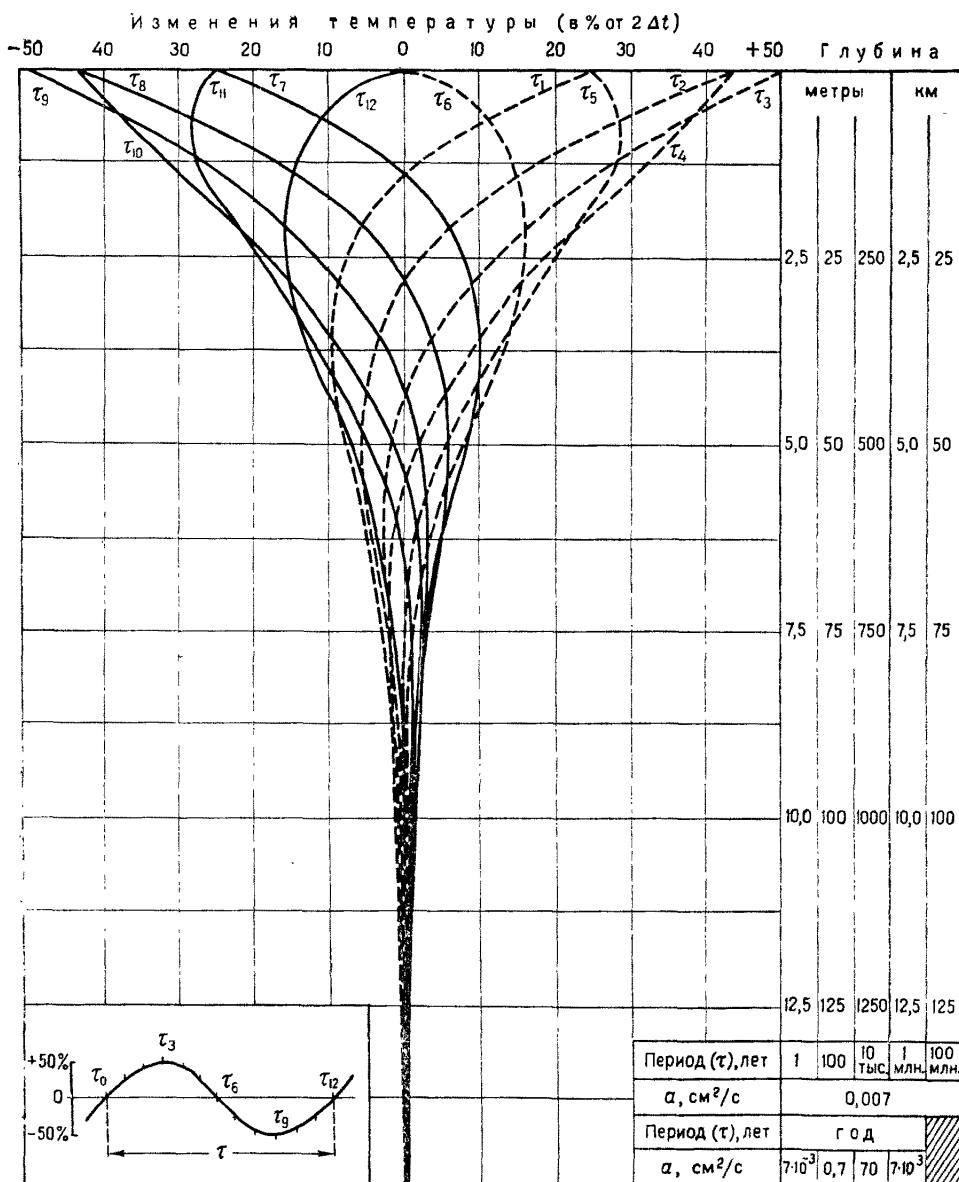


Рис. 21. Ход температуры верхних слоев земной коры во времени в зависимости от длины периода температурной волны и характера теплообмена

Увеличение молекулярно-конвективного коэффициента температуропроводности водоносного пласта оказывает такое же влияние на увеличение мощности слоев переменных температур, как и рост длины периода колебаний. Иначе говоря, увеличить мощность слоя переменных температур в десять раз можно путем увеличения в сто раз цикла или коэффициента температуропроводности. Скажем, мощность слоя годовых теплооборотов в водоупорных породах при температуропроводности $10^{-2} \text{ см}^2/\text{с}$ ($\Delta t_x = 0,1^\circ \text{C}$, $2\Delta t = 50^\circ \text{C}$) равна 19,1 м (см. табл. 19). Последняя цифра в водоупорных породах может увеличиться в десять раз в том случае если период колебаний возрастет до 100 лет (величина $2\Delta t$, конечно, слишком высока для такого периода). До 191 м может возрасти и мощность слоя годовых теплооборотов (а не для периода в 100 лет) на участке, сложенном водоупорными породами с коэффициентом молекулярно-конвективной температуропроводности, превышающим указанную величину коэффициента молекулярной температуропроводности на два порядка (рис. 21).

Необходимо, однако, иметь в виду, что в связи с неоднородностью водоносных горизонтов, приведенные цифры (см. табл. 31) отражают лишь схематично масштабы влияния поверхностных факторов в идеализированных гидрологических условиях. Время, за которое артезианский бассейн в целом подвергается воздействию климата, кроме величины молекулярно-конвективного коэффициента температуропроводности, учитывающего скорость движения подземных вод, а также длительности температурных колебаний и их амплитуды, зависит также от пористости водовмещающих пород, расстояния между областями питания и разгрузки, мощности перекрывающей водоупорной толщи пород, глубины залегания фундамента, мощности водоносных горизонтов, степени раскрытия бассейна (выход водоносных пластов на поверхность в области питания и разгрузки, наличия «гидрологических окон», переливов между водоносными горизонтами и т. д.).

В реальных гидрологических условиях в масштабах вековых изменений климата (циклы длительностью 20 и 40 тыс. лет) затронуты почти по всей своей площади и на всю мощность даже такие крупные артезианские бассейны, как Западно-Сибирский (рис. 22, б). Что касается небольших бассейнов типа Сочи — Мацестинского, то они подвержены влиянию на всей площади даже более коротких, многолетних (35—80 лет) циклов, но по мощности не всегда.

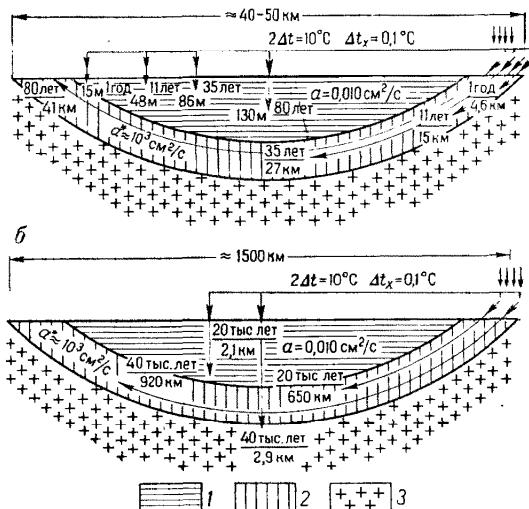


Рис. 22. Режим температуры гидрологических систем

а — влияние поверхностных многолетних гармонических циклов на режим температуры малого артезианского бассейна; б — то же, многовековых циклов на режим температуры крупного артезианского бассейна. 1 — водоупорные породы; 2 — водоносный пласт или комплекс; 3 — ложе артезианского бассейна (кристаллический фундамент)

наличии, например, водоупоров мощностью свыше 400—500 м останутся целики («острова»), не затронутые температурными колебаниями 80-летних циклов (рис. 22, а). Необходимо отметить, что на этих схемах не учитывается вертикальная фильтрация как через водоупоры, так и через «гидрогеологические окна». Если принять это во внимание, то сроки значительно сократятся, а глубина воздействия экзогенных факторов возрастет. С постоянными температурами в многолетнем разрезе останутся лишь мощные толщи водоупорных пород, в результате чего разрез артезианского бассейна по температурному режиму будет представлять собой «слоеный пирог».

Важно отметить, что в целом роль поверхностных изменений температуры при значительном росте периода колебаний остается колоссальной даже в том случае, когда подземные воды не только не способствуют передаче на глубину поверхностных температурных колебаний, но в связанном состоянии в силу фазовых превращений воды «тормозят» этот процесс (табл. 32).

Таблица 32

Зависимость глубины сезонного промерзания пород
от теплоты фазовых превращений воды
(по В. А. Кудрявцеву и Б. Г. Меламеду, 1966 г.)

Амплитуда температур, °С	Температура, °С	Коэффициент теплопроводности пород, ккал/м·ч·°С	Теплота фазовых превращений, ккал/м³	Глубина сезонного промерзания, м	
				ЭВМ «Стрела»	По формуле Кудрявцева
24	12	1,07	23,680	1,04	1,09
24	12	1,07	11,840	1,32	1,30

Глава V

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД В ПРОСТРАНСТВЕ

Закономерности изменения температуры в пространстве и во времени приближенно можно описать с помощью уравнений, приведенных в предыдущей главе как для районов, сложенных водоупорными породами с преобладающей формой передачи тепла путем молекулярной теплопроводности, так и для районов с хорошо пропицаемыми породами, в пределах которых тепло передается преимущественно конвекцией. В этой главе будут рассмотрены современные особенности изменения температуры на территории СССР в пространстве, которые выражаются в виде трехмерного геотемпературного поля с помощью серии карт на различных этажах стратисферы, а также геотемпературных профилей. О характере изменения температуры по глубине можно судить также по величине геотермического градиента. Дополнительным важным параметром при решении любых научных и прикладных задач гидрогеотермии является величина теплового потока, закономерности распределения которой на территории СССР также будут рассмотрены в этой главе.

1. МЕТОДЫ КАРТИРОВАНИЯ ГЕОТЕМПЕРАТУРНОГО ПОЛЯ

На карте можно показать только двухмерное геотемпературное поле, но серия карт, построенных для одного района на различных глубинах дает представление об изменении температуры и в направлении третьей координаты — глубины. Разработка нового или выбор одного из существующих методов картирования геотемпературного поля зависит от того, какое поле температур из рассмотренных ранее мы хотим показать графически: идеальное, региональное (нормальное) или фактическое (нарушенное). Вид геотемпературного поля тесно взаимосвязан также с масштабом картирования. С научной и практической точки зрения наибольший интерес представляют фактическое и региональное геотемпературные поля.

Картирование фактического геотемпературного поля

В связи с более общей задачей, поставленной перед данной работой, целесообразно вопросы картирования рассмотреть несколько шире (в рамках направления в целом), а не ограничиваться анализом карт температур. Поэтому при решении комплекса гидрогеотермических задач возникает необходимость в составлении многих видов карт, основными из которых являются карты геоизотерм (равных температур на заданной глубине или поверхности), термоизогипс (равных глубин при заданной температуре), термоизоклинов (равных отклонений от заданной температуры), равных градиентов или ступеней (для заданных интервалов), температурных амплитуд, удельных тепловых потоков и комплексные карты.

Карты геоизотерм или равных температур на заданной глубине или поверхности могут быть обзорными (масштаб 1 : 10 000 000 и мельче), мелкомасштабными (1 000 000 и 500 000), среднемасштабными (200 000 и 100 000), а также крупномасштабными или детальными (50 000 и крупнее). Сущность таких карт заключается в том, что на какой-нибудь заданной поверхности для той или иной площади проводится с тем или иным шагом семейство изотерм или линий равных температур. Карты геоизотерм бывают трех видов: на заданной глубине; на заданной рельефной поверхности; на заданной уровенной плоскости.

При картировании фактического геотемпературного поля важно иметь в виду, что опорные точки, используемые для интерполяции, должны отражать все разнообразие физико-географических и геолого-гидрологических условий изучаемого района. При недостаточном количестве точек, а также при их неравномерном распределении по площади из поля зрения исследователя могут ускользнуть очень важные закономерности, имеющие аномальное проявление в пределах исследуемого района. В таких случаях исследователь получает представление лишь о температурном фоне или региональном геотемпературном поле для данного района, что также очень важно, но является предметом специального обсуждения. При крупномасштабном картировании фактического геотемпературного поля даже точки, отражающие естественную, но резко аномальную температуру, не должны включаться в общую схему интерполяции в том случае, если вблизи них нет других точек с фоновыми значениями температуры, позволяющими оконтурить аномалию. Если фактических данных

для этого недостаточно, то аномалия выделяется гипотетически на основании конфигурации тела, обусловившего формирование термической аномалии.

Разновидностью карт геоизотерм является карта изотерм на заданной рельефной поверхности. Последней может быть кровля или подошва водоносного горизонта, литолого-стратиграфического комплекса, месторождения полезного ископаемого и т. д. Широко распространенным видом карт изотерм, является карта изотерм на заданной уровенной плоскости. Этот вид геотермических карт является наиболее простым и в то же время дающим общее представление о температурном поле Земли на различных уровенных плоскостях — срезах. Уровенные плоскости могут быть выбраны любые, па практике это чаще всего уровень моря, минус 250, 500, 1000 м и т. д. Серия таких карт позволяет судить об общих закономерностях трехмерного температурного поля земной коры, об аномальных температурных явлениях, о взаимодействии и роли экзогенных и эндогенных источников тепла в пределах стратисферы и т. д. На соответствующих срезах-плоскостях могут приводиться также и геологические данные, после чего карта становится комплексной.

Карты термоизогипс отражают рельеф заданной изотермической поверхности *, который изображается в изолиниях глубин залегания от поверхности Земли или по отношению к уровенной плоскости (чаще уровню моря). Карта термоизогипс может усложняться при нанесении геологических и гидрогеологических данных, что позволяет судить о закономерностях формирования температурного поля Земли под влиянием геологического строения района и гидрогеологических условий. Технически построение карты термоизогипс может осуществляться путем интерполяции между значениями глубин залегания выбранной изотермической поверхности, снятых непосредственно с термограмм.

Карты термоизоклий (равных отклонений от заданной температуры) составляются редко (при детальных гидрогеотермических исследованиях) и позволяют определять площадь и величину термической аномалии и направление движения восходящих вод под аллювиальным покровом. Все эти вопросы решаются также с помощью карт геоизотерм, которые отражают также абсолютное значение температуры, тогда как при составлении карты термоизоклии используется эталонная (реперная) скважина, находящаяся заведомо вне зоны влияния термической аномалии. В то же время она должна находиться не слишком далеко и отражать нормальную температуру на данном участке. Определение величин отклонения должно производиться обязательно с учетом различий в высотном положении сравниваемой и эталонной скважин.

Карты равных геотермических ступеней (градиентов) являются очень важным элементом геотермической графики. Составленная на основании качественных термометрических материалов такая карта позволяет судить об особенностях геоструктурных и гидрогеологических условий, а также служит источником исходных данных при построении другого вида карт. При составлении карт равных геотермических ступеней или гра-

* Например, изотермы +20° С.

дентов особо строго соблюдается правило однотипности интервалов, для которых вычисляется геотермическая ступень (градиент), т. е. интервалы вычисления должны быть по всем скважинам строго одинаковыми. При составлении карт равных геотермических ступеней последние могут вычисляться для равных интервалов без учета геолого-гидрогеологических особенностей разреза скважины, а также для отдельных литолого-стратиграфических комплексов, водоносных горизонтов, пластов и т. д.

Карты удельных тепловых потоков, на которых в изолиниях или путем районирования показываются закономерности распределения удельных тепловых потоков (кондуктивной, конвективной составляющих или суммарного потока) по площади, являются пока редкостью. В настоящее время составлены карты тепловых потоков для отдельных районов лишь в мелком масштабе, как правило, не крупнее 1 : 10 000 000.

Карты температурных амплитуд отражают в изолиниях региональные закономерности изменения температуры во времени на определенной глубине и для определенных периодов. На основе серии таких карт (для различных глубин) можно составить карты коэффициентов затухания для определенных интервалов и (что особенно важно) коэффициентов температуропроводности пород в соответствующих интервалах.

Комплексные карты термальных вод содержат все основные сведения, необходимые для постановки поисково-разведочных работ на термальные воды. Такие карты отличаются от геотермических тем, что геотермические данные привязываются к водоносным горизонтам и комплексам. Они содержат прежде всего информацию, учитывающую потребности народного хозяйства: распространение подземных вод с температурой выше 20 °С в горизонтах, имеющих промышленное значение (по расходу); глубины залегания основных водоносных горизонтов; напор термальных вод; расход; химический состав.

Картирование регионального геотемпературного поля

Напомним, что под региональным геотемпературным полем мы понимаем совокупность значений температуры в типовых точках изучаемого пространства на определенный момент времени. При выборе типовых точек учитывается их соответствие основным физико-географическим и геолого-гидрогеологическим элементам данной территории. В связи с этим региональное геотемпературное поле отражает пространственно-временные закономерности распределения температуры, сформировавшиеся под влиянием крупных региональных факторов и служит основой (фопом) для выделения аномалий, происхождение которых связано с местными источниками и стоками тепла, учтываемыми фактическим геотемпературным полем.

Как уже отмечалось выше, геотемпературное поле в пределах всей стратисферы и разделяющих ее выступов фундамента нельзя считать стационарным. Даже короткопериодные поверхностные изменения температуры могут при определенных физико-географических и геолого-гидрогеологических условиях (в районах, относимых к одному из трех выделенных нами типов гидрогеотермического режима — открытому) оказывать столь глубокие возмущения, масштаб которых не укладывается в рамки традиционных представлений.

При учете роли инфильтрации и конвективного теплообмена (как за счет эпизодически выпадающих атмосферных осадков, так и постоянной инфильтрации из поверхностных водоемов и водотоков), а также всей гаммы температурных циклов от самых коротких (суточных) до самых длинных, равных галактическому году (200 млн. лет), мощность слоев переменных температур выходит за пределы земной коры. Осадочная же оболочка Земли и разделяющие ее выступы фундамента находятся под воздействием более коротких циклов до многовековых включительно, что нами и отмечалось ранее. Здесь же нам важно отметить, что в связи с этим возникает принципиальное различие в методах картирования геотемпературного поля на различных этажах земной коры. В нижней части гелиотермозоны, где на плановом распределении температуры инсоляция не оказывает существенного влияния, картирование осуществляется интерполяцией, как и при картировании фактического геотемпературного поля на базе меньшего объема фактического материала. В верхней части гелиотермозоны, т. е. в зоне преобладающего влияния инсоляции, методика картирования регионального геотемпературного поля сложнее.

Поскольку мощность слоев переменных температур зависит от характера теплообмена, определяемого комплексом геолого-гидрогеологических факторов (типом гидрогеотермического режима), картирование геотемпературного поля, например, по подошве слоев требует предварительного картирования их мощности.

Такое картирование должно основываться на прямом изучении гидрогеотермического режима или исходить из учета целого комплекса обычно слабо изученных факторов. Составление серии крупномасштабных карт по фактическим данным, т. е. картирование не регионального, а фактического геотемпературного поля, отражающего объективно результат взаимодействия всех возможных источников и стоков тепла, а также неоднородность и анизотропию среды — идеальное решение вопроса. При повторении через какое-то время такого рода картирования (при той же точности, методике и т. д.) можно провести достаточно точное районирование по гидрогеотермическому режиму и на его основе решать целый ряд теоретических и прикладных задач из области геолого-гидрогеологических наук. Однако этот заманчивый план требует для своего осуществления постоянной и достаточно густой сети глубоких наблюдательных скважин, а также времени и средств, что по силам лишь специальной организации. Поэтому, более реальным в настоящее время представляется картирование на отдельных условных глубинах (например 25, 125, 250 м и т. д.), хотя оно и страдает существенным недостатком, заключающимся в том, что ввиду геолого-гидрогеологической неоднородности (в плане) в различных районах режим температуры на одинаковом гипсометрическом уровне определяется температурными циклами различной длительности. К примеру, в водоупорных породах (закрытый тип гидрогеотермического режима) уже с глубины 125 м можно пренебречь разновременностью замеров даже если они выполнены с разбросом во времени до десятков лет (табл. 33). В хорошо дренированных же, глубоко расщлененных районах, температура на такой же глубине может меняться под влиянием коротких температурных циклов, иногда до суточных включительно (предгорные конусы выноса), в связи с чем в таких районах геотемпературное поле значительно «моложе», чем в прилегающих районах, сложенных водоупорными породами (см. табл. 33).

В настоящее время поэтому для крупных территорий возможно картирование лишь регионального геотемпературного поля, при котором данные по точкам, находящимся в заведомо аномальных условиях, заранее исключаются. Мелкомасштабное картирование в районах со спокойным характером рельефа и положении опорных точек примерно на одинаковой высоте можно осуществлять с помощью простой интерполяции, как и при картировании фактического геотемпературного поля. Так, схемы геоизотерм на глубинах 125 и 250 м для европейской части СССР м-ба 1 : 20 000 000, опубликованные в первом издании «Гидрогеотермии», составлены нами по скважинам, устья которых расположены на высоте 100 м (± 20 м) над уровнем моря (рис. 23). Допускавшаяся разница в высоте 20 м при гипсогеотермическом градиенте $0,6^\circ\text{C}/100\text{ м}$ давала ошибку не более $0,1^\circ\text{C}$. Геоизотермы

в этом случае иллюстрируют четкую зависимость от широтной климатической зональности, но не «улавливают» высотных различий, которые на данной территории в целом значительно больше, чем различия в географическом положении опорных точек. Если сравнивать, например, в общем одинаковые по высоте над уровнем моря, возрасту и литологическому составу Балтийский и Украинский кристаллические массивы, то выяснится, что на глубине 250 м последний «теплее» на $8-9^\circ\text{C}$, так как он расположен в климатической зоне с более высокими среднегодовыми температурами воздуха (соответственно ≈ 0 и $\approx 8^\circ\text{C}$). Такое сравнение невозможно при резких различиях сравниваемых районов в их положении над уровнем моря. Исходя из этого, для картирования геотемпературного поля до глубин, равных примерно удвоенной глубине эрозионного вреза (для Русской платформы примерно 500 м), предложена специальная методика (Фролов, 1961 г.), в основе которой лежат следующие положения:

- температура пород и подземных вод верхних слоев земной коры находится под влиянием климатической зональности и изменяется с высотой и широтой по тем же законам, что и температура воздуха. Гипсогеотермический градиент совпадает с аэротермическим и в большинстве районов равен $0,6^\circ\text{C}/100\text{ м}$;
- температура пород по абсолютному значению находится в более тесной связи с температурой почвы, чем с температурой воздуха. Температура «нейтрального слоя» в общем равна средней многолетней температуре почвы ($\pm 0,1^\circ\text{C}$)

На основании изложенного техника построения карт сводится к следующему. Прежде всего, температура для каждой скважины приводится к одному уровню (лучше уровню моря), для чего в температуру на заданной глубине вводится поправка:

$$t_0 = t_\phi + 0,006h, \quad (30)$$

Таблица 33
Изменение температуры ($^\circ\text{C}$)
под влиянием температурного цикла
на поверхности Земли длительностью 35 лет
и амплитуды 5°C

Глубина, м	Тип гидрогеотермического режима	
	закрытый ($a = 5 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$)	открытый ($v = 10^{-5} \text{ см}/\text{с};$ $a = 5 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с};$ $\lambda = 3,5 \cdot 10^{-3} \text{ кал}/\text{см} \cdot \text{с} \cdot {}^\circ\text{C}$)
25	0,75	4,05
125	—	1,75
250	—	0,69

где t_0 — температура на уровне моря (приведенная);

t_ϕ — температура измеренная (фактическая);

h — высота точки над уровнем моря, м.

По этим данным составляется схема геоизотерм на уровне моря при помощи интерполяции. Затем с гипсометрической карты в том же масштабе снимается копия на кальку, которая совмещается с картой геоизотерм на уровне моря.

После совмещения обеих калек на верхней проводят геоизотермы по точкам, температуру в которых пересчитывают с уровня моря в любом нужном месте по формуле

$$t_h = t_0 - h \cdot 0,006, \quad (31)$$

где t_h — температура на заданной глубине в точке, расположенной на высоте h . Совмещение двух схем (калек) дает возможность получить практически неограниченное количество расчетных точек. Предлагаемый метод позволяет при минимальном количестве пунктов, где изучался режим температуры пород и подземных вод, строить очень детальные карты. На глубинах, превышающих вдвое глубину эрозионного вреза, поверхность рельефа может не учитываться и карты строятся путем простой интерполяции.

Описанный метод имеет особенно важное значение при составлении схем геоизотерм «нейтрального слоя» или фоновых карт для небольших глубин, совершенно необходимых при изучении режима температуры подземных вод. Составление таких карт методом простой интерполяции потребовало бы такого количества точек, которое практически невозможно получить даже при многолетних работах, тогда как по описанной методике уже в 1960 году была составлена вначале карта изотерм «нейтрального слоя» для юго-запада СССР в масштабе 1 : 2 500 000, а затем

Рис. 23. Схема геоизотерм на глубине 250 м для европейской части СССР.

1 — геоизотермы; 2 — выступы докембрийского кристаллического фундамента на поверхность; 3 — области альпийской складчатости

для территории Советского Союза в целом в масштабе 1 : 10 000 000. К настоящему времени карты «нейтрального слоя» составлены и в более крупном масштабе для целого ряда областей (Крымская, Алмаатинская, Московская).

Карта геоизотерм на глубине 25 м отражает абсолютное значение постоянной (с точностью $\pm 0,1^\circ\text{C}$) температуры водоупорных пород в интервале 15—25 м и средней многолетней температуры пород и вод в интервале от поверхности Земли до 15—25 м. Для прогноза абсолютного значения температуры на той или иной глубине, а также величины ее изменения во времени и выделения термических аномалий такие карты совершенно необходимы.

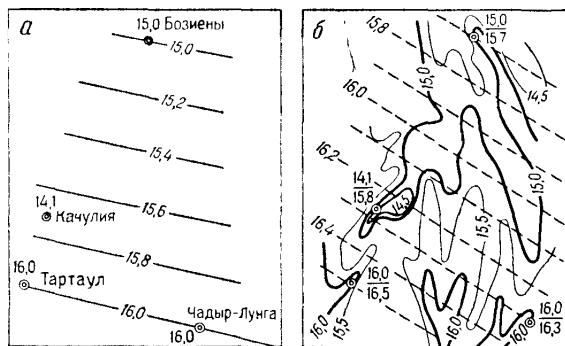
П р и м е р. На юге Молдавской ССР в 1957 г. в трех скважинах измерена температура на глубине 125 м (табл. 34, первые три скважины; графа 3).

Требуется составить схему геоизотерм для этого участка на глубине 125 м. Способом интерполяции между указанными тремя точками проводим геоизотермы и получаем карту (рис. 24, а), которая не вызывает сомнений в своей правильности лишь до тех пор, пока в пределах этого же участка не измеряем температуру на глубине 125 м еще в одной скважине (Качулия), которая по своему положению над уровнем моря существенно отличается от первых трех скважин (см. табл. 34). Поскольку высота над уровнем моря первых трех точек примерно одинаковая, изотермы на первой схеме в общем отражают широтную температурную зональность воздуха на поверхности Земли на том же уровне. Четвертая же скважина расположена на высоком холме и температура, измеренная в ней на той же глубине, не вписалась на составленную по первым трем точкам карту.

Составим теперь схему геоизотерм для этого же участка и по тем же первым трем скважинам, пользуясь нашей методикой. Пересчитываем прежде всего фактически измеренную температуру по формуле (30) на уровень моря. По скважине Бозиены она будет равна:

$$t_0 = t_\phi + 0,006h = 15,0 + \\ + 0,006 \times 110 = 15,7. \quad (32)$$

Для скважин Тартаул и Чадыр Лунга температура на уровне моря будет равна соответственно 16,5 и 16,3° С (см. табл. 34, графа 4). Способом интерполяции проводим между этими точками геоизотермы (см. рис. 24, б; пунктир), которые отражают температурный фон на этом участке на уровне моря. В том же масштабе снимаем копию на кальку с гипсометрической карты, а затем накладываем ее на карту температурного фона. Совместив обе карты, делаем обратный



пересчет температуры с уровня моря на карту рельефа с любой заданной детальностью и получаем карту геоизотерм с учетом рельефа (см. рис. 24, б, сплошные линии). Если теперь нанести температуру, измеренную на глубине

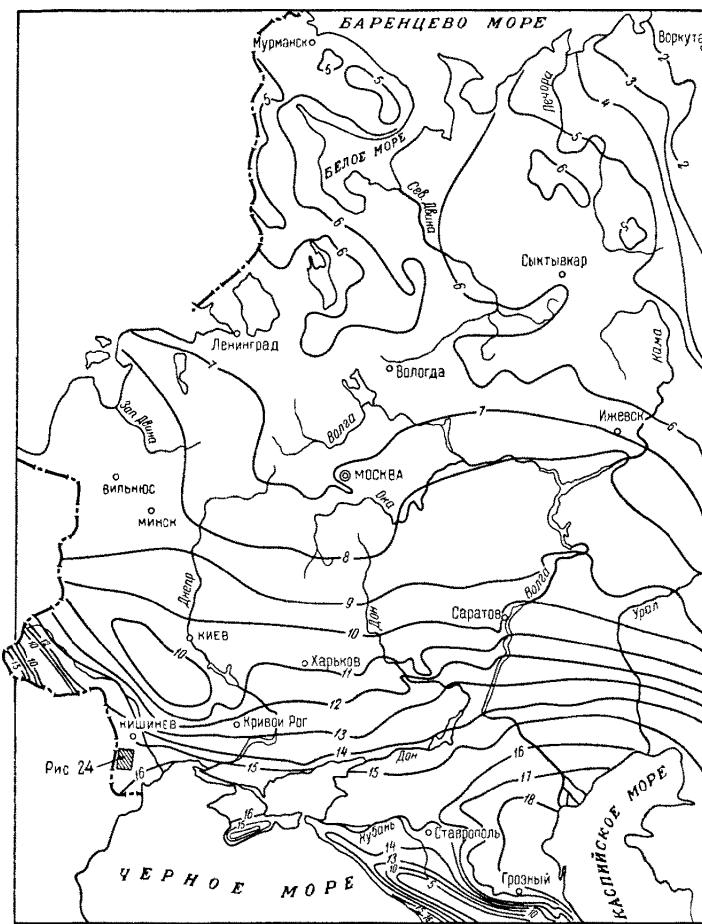


Рис. 25. Схема геоизотерм на глубине 125 м для европейской части СССР

125 м в скважине Качулия, то увидим, что минимальная температура, измеренная в этой скважине, совпала с минимумом температуры на схеме, оконтуривающем высоту в рельефе.

Составленная по этой методике схема геоизотерм на глубине 125 м для европейской части СССР (рис. 25) отражает уже не только влияние широтной климатической зональности, как это было на прежней схеме (см. рис. 23), но и высотные различия, «улавливаемые» данным масштабом карты (1 : 8 000 000). Насколько сказывается масштаб картирования на полноте характеристики гео-

температурного поля видно из сравнения одного и того же района, показанного на этой карте штриховкой, и на карте, оригинал которой составлялся в масштабе 1 : 1 000 000 (см. рис. 24).

Поскольку температура «нейтрального слоя» играет особую роль при гидрогеотермических исследованиях, геоизотермы на его уровне (хотя он и является условным) должны в максимальном приближении отражать истинное распределение температуры. Это достижимо при большом количестве точек с данными натурных наблюдений. В качестве таких точек при составлении карты для территории СССР в целом использованы станции ГУГМС, на которых ведутся многолетние наблюдения за режимом температуры почвы до глубин 1, 6—3,2 м. При этом, как отмечалось, мы исходили из того, что среднегодовая температура пород в слое молекулярных годовых теплооборотов близка к постоянной температуре у его подошвы. Однако среднегодовая температура воздуха не остается постоянной в многолетнем разрезе. В связи с этим меняется из года в год среднегодовая температура почвы и температура «нейтрального слоя», а поэтому при точных исследованиях такие карты должны бы датироваться. Тем не менее, как показывает анализ фактических данных по территории европейской части СССР, на протяжении 80 лет, например, среднегодовая температура воздуха менялась примерно на 5° С, а температура почвы на глубине 3,2 м не более чем на 3° С, что вызовет изменение температуры на глубине 25 м при периоде 35 лет лишь на 0,58° С ($a = 5 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$). Если карту геоизотерм «нейтрального слоя» составлять не по среднегодовым, а по среднемноголетним температурам почвы (что мы и рекомендуем), погрешность такой карты в течение ближайших десятилетий составит при оценке температуры на глубине 25 м лишь 0,3° С. Не надо забывать, что речь при этом идет лишь о районах, относимых к закрытому типу гидрогеотермического режима. В районах с открытым типом изменения температуры на глубине 25 м за это же время будут близки к поверхностным (см. табл. 33).

Первая карта «нейтрального слоя» для территории СССР масштаба 1 : 10 000 000 была составлена в 1962 г. (опубликована в 1964 г.) по материалам среднемноголетних температур почвы в интервале 1,6—3,2 м по 316 наблюдательным точкам сети ГУГМС, расположенной в области сезонного промерзания. По области многолетней мерзлоты была использована карта И. Я. Баранова, составленная путем простой интерполяции, преимущественно по данным разовых измерений температуры, а поэтому она давала лишь приближенное представление о температуре «нейтрального слоя».

На рис. 26 дана уменьшенная (и соответственно схематизированная) карта «нейтрального слоя» масштаба 1 : 7 500 000. При ее составлении были использованы данные о многолетнем режиме почвы в интервале 1,6—3,2 м уже по 802 точкам сети скважин ГУГМС. Эта сеть охватывает всю территорию страны, хотя, как и прежде, большинство наблюдательных пунктов находится в юго-западных районах страны.

Благодаря указанным ранее преимуществам предложенной методики картирования геотемпературных полей в зоне влияния инсоляции появилась возможность составить по новым данным карту «нейтрального слоя» для всей территории страны. Следует отметить, что для области многолетней мерзлоты точность новой карты значительно ниже, чем для области сезонного промерзания из-за чрезвычайно сложного механизма тепло- и массообмена в слое

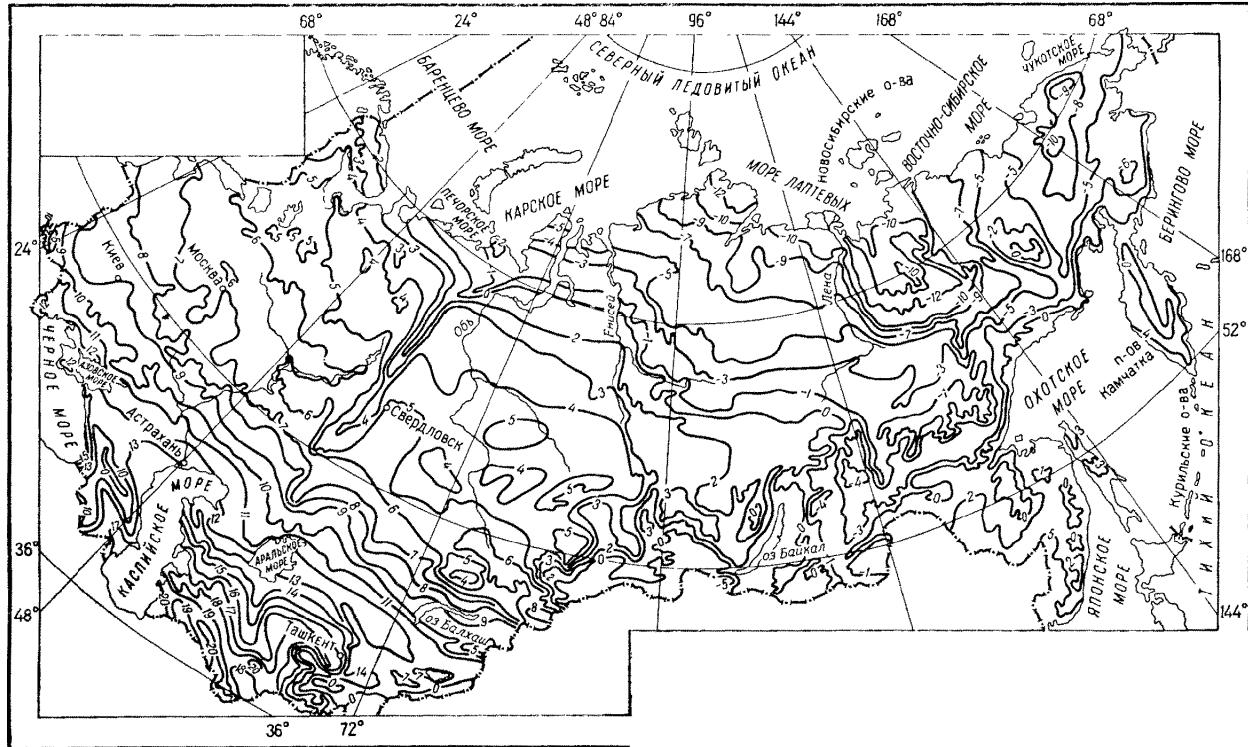


Рис. 26. Карта «нейтрального слоя» территории СССР. Геоизотермы — на глубине 25 м («нейтральный слой» при $2 \Delta t = 30^\circ \text{C}$ $\Delta t_x = 0,01^\circ \text{C}$ и $a = 10^{-2} \text{ см}^2/\text{с}$)

годовых теплооборотов в криогенных породах. Исходя из этого, схема геоизотерм в области многолетней мерзлоты может служить преимущественно лишь геотемпературным фоном при региональных гидрогеотермических исследованиях и решении различного рода геокриологических и гидрогеологических задач, не требующих высокой точности. В области сезонного промерзания карта «нейтрального слоя» может быть использована не только для решения приближенных задач, но и как граничное условие при более точных аналитических исследованиях теоретического и прикладного характера. При решении задач неуставившегося движения характер изменения температуры во времени можно задавать для коротких периодов (до года) по фактическим данным режима температуры почвы, а для многолетних периодов пользоваться трендом, определяемым по тенденции изменения среднегодовых температур почвы за ряд лет. Эти карты могут найти (и отчасти уже нашли) применение при расчетах величин геотермических градиентов и тепловых потоков, моделировании и оконтуривании термических аномалий, оценке качества термометрических материалов и введении различного рода поправок.

Составление карты изотерм на заданной рельефной поверхности при изучении регионального геотемпературного поля несколько сложнее составления карты изотерм на заданной глубине, так как в этом случае приходится учитывать (суммировать) две рельефные плоскости: поверхность Земли и заданную поверхность. Этим оно существенно отличается от методики составления подобных карт при изучении фактического геотемпературного поля, где это осуществлялось интерполяцией. Сказанное относительно необходимости учета геоморфологии при составлении карт изотерм на заданной глубине относится в равной степени и к составлению карт изотерм на заданной рельефной поверхности. Специфика заключается в том, что глубина каждой точки заданной поверхности будет разная, тогда как в первом случае она одинакова.

Карту изотерм на заданной поверхности можно составить двумя способами. Первый способ, более простой, может широко применяться при спокойном характере рельефа заданной поверхности. В этом случае схема изотерм составляется по точкам заданной поверхности, в которых производилась регистрация температуры.

При сложной конфигурации рельефа заданной поверхности потребность в точках всегда оказывается выше имеющихся в наличии. Тогда применяется второй способ, заключающийся в использовании, кроме фактических замеров, расчетных точек. Как правило, расчетные точки выбираются в наиболее типичных условиях заданной поверхности. Температура определяется по формуле

$$t_h = t_{h, c} + \frac{h}{G} = t_{h, c} + h\Gamma, \quad (33)$$

где t_h — температура ($^{\circ}\text{C}$) в расчетной точке на глубине h ;

G — геотермическая ступень, $\text{м}/^{\circ}\text{C}$;

Γ — геотермический градиент, $^{\circ}\text{C}/\text{м}$.

Карты геотемпературного поля хорошо дополняют термограммы, графики, профили. Принципы составления различных видов геотермических графиков просты и описаны нами ранее (Фролов, 1968), а поэтому ограничимся перечислением некоторых их основных видов:

- первичные термограммы;

- сводные графики термограмм, сгруппированных по какому-нибудь признаку (районному, высотному и т. д.);
- график послойного режима температуры;
- полулогарифмический график определения глубины залегания «нейтрального слоя»;
- график изменчивости геотермического градиента;
- график термоизоплет.

В отличие от гидрогеотермических карт, характеризующих температурное поле на какой-то площади в плане, гидрогеотермические профили дают наглядное представление об изменении температуры с глубиной по разрезу, а поэтому существенно дополняют и уточняют карту. Строятся профили обычно вкрест простирания пород или под углом и очень редко по простираннию. В зависимости от масштаба (горизонтального) они делятся на обзорные (от 10 000 000 и мельче), мелкомасштабные (1 000 000 и 500 000), среднемасштабные (200 000 и 100 000) и крупномасштабные или детальные (50 000 и крупнее). Профили должны строиться в том же масштабе, что и карта. Лучше если вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы, но на практике вертикальный масштаб обычно принимается в несколько раз больше горизонтального. При составлении геотермических профилей выделяются данные, полученные по фактическим замерам и результаты различного рода интерполяций и экстраполяций.

2. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ

Температура, как известно, наряду с давлением и объемом является основной физической величиной, отражающей термодинамическое состояние системы порода — вода — газ. Действительное распределение температуры в недрах Земли, отражающее фактическое геотемпературное поле, зависит от многих факторов. В связи с этим аналитическое описание фактического геотемпературного поля практически невозможно и при его изучении приходится опираться на материалы натурных исследований. Первые систематические экспериментальные данные по изучению режима температуры пород до глубин 1,6—3,2 м на больших территориях были получены, как отмечалось, гидрометеорологическими станциями. Эти же материалы с большим успехом используются и для характеристики пространственного распределения температуры. В дальнейшем многочисленные измерения температуры до глубин порядка первых десятков метров проводились на гидрогеологических станциях Министерства геологии СССР. На глубинах, измеряемых километрами, основной объем термометрических данных получен, главным образом, в послевоенные годы в связи с проводившимися в огромных масштабах поисково-разведочными работами на нефть и газ. К настоящему времени, поэтому, накоплено в общем много термометрических материалов, которые использованы рядом исследователей в обобщающих работах, в том числе картографического характера.

Опираясь на выводы, полученные в предыдущих главах книги, надо отметить, что под влиянием многолетних и вековых изменений климата устанавливаются не только определенные закономерности изменения температуры во времени на различных этажах стратисфера и разделяющих выступов кристаллических пород. Эти планетарные изменения климата, повторяющиеся с определенной цикличностью на протяжении геологических эпох, оказывают огромное

влияние на горизонтальную (пластовую) температурную зональность пород и насыщающих их подземных вод, в связи с чем влияние глобальной климатической зональности распространяется на всю глубину проникновения инфильтрационных вод, т. е. практически на всю мощность стратисфера, а также на разделяющие выступы кристаллического фундамента. Особенно четко прослеживается влияние климатической зональности на температуру грунтовых вод в плане. Температура верхнего слоя пород колеблется на земном шаре в зависимости от широты (и высоты) примерно от -65°C (Антарктида) до $+35^{\circ}\text{C}$ (экватор). Однако в районе Антарктиды, как известно, поверхности слои представлены мощной (свыше 4 км) толщей льда, а поэтому о крайнем отрицательном значении температуры грунтовых вод, очевидно, можно судить по температуре поверхностных слоев Земли в районе мыса Нордвик (-14°C), где при высокой минерализации грунтовые воды могут находиться и при отрицательной температуре в жидком состоянии. О температуре грунтовых вод и пород в слое годовых молекулярных теплооборотов можно получить представление из карт, составленных для всей территории СССР в масштабе 1 : 10 000 000 и 1 : 7 500 000 (см. рис. 26), а для отдельных районов СССР и в более крупном масштабе (см. рис. 5). Составленная на основании фактических данных (табл. 35) по специальной методике, рассмотренной в предыдущем параграфе, схема геоизотерм для европейской части СССР свидетельствует о том, что температурное поле и на глубине 125 м формируется в основном под влиянием закономерностей распределения радиационного баланса у поверхности Земли (см. рис. 25). Схема изотерм на глубине 250 м отражает аналогичную картину. Разница заключается лишь в абсолютном значении температур и увеличении роли геологических факторов, что вполне закономерно при увеличении глубины (см. рис. 23). Необходимо напомнить, что схемы геоизотерм, построенные по фактическим данным для столь крупных территорий, неизбежно отражают следствие как процессов молекулярного теплообмена, так и конвекции.

На схемах изотерм, составленных для глубин 500 и 1000 м методом простой интерполяции влияние климатической зональности хотя и заметно, но конфигурация геоизотерм сложнее, чем на глубинах 125—250 м. Изотермы пород с увеличением глубины часто не согласуются уже с изолиниями радиационного баланса. Тем не менее при рассмотрении крупных регионов довольно четко наблюдается увеличение температуры пород с ростом радиационного баланса. Более отчетливо эта зависимость видна на глубине 500 м и слабее на глубине 1000 м (Фролов, 1968).

С увеличением глубины на общую зональность начинают накладываться региональные и локальные геолого-гидрогеологические особенности районов, а также палеоклиматическая зональность, что затушевывает современную температурную зональность пород. Особенно четко это заметно в районах Западно-Сибирского, Печорского и Днепрово-Донецкого артезианских бассейнов и в гидрогеологической провинции Украинского щита. В пределах артезианских бассейнов наблюдается увеличение температуры, т. е. положительные аномалии, а на щитах — отрицательные. Что касается последнего, то различия в теплопроводности кристаллических и осадочных пород настолько резко сказываются на температурном режиме пород, что отрицательные аномалии в пределах щитов фиксируются почти до поверхности Земли. В районе Кривого Рога, к примеру, такая зональность в силу литологических особенностей

Таблица 35

Температура пород ниже «нейтрального слоя» на территории
европейской части СССР по данным прецизионных измерений

Местоположение скважины	Абсолютная отметка устья, м	Температура, °С, при глубине			
		125 м		250 м	
		измерен- ная	при абсолютной отметке устья + 100 м	измерен- ная	при абсолютной отметке устья + 100 м
<i>Молдавская ССР</i>					
Бозиены	110,0	15,0	15,1	20,3	20,4
Бурлачены	130,0	14,5	14,7	—	—
Вишневка	278,0	14,0	15,1	—	—
Волонтировка	90,0	15,7	15,6	—	—
Высока	220,0	13,3	14,0	—	—
Горешты	160,0	14,9	15,3	20,6	21,0
Константиновка	130,0	14,3	14,5	—	—
Комрат	50,0	17,1	16,8	20,2	19,9
Сороки	152,0	13,4	13,7	—	—
Тартаул	85,0	16,0	15,9	21,1	21,0
Тараклия	20,0	16,1	15,6	—	—
Унцешты	126,0	15,7	15,8	—	—
Цамбула	150,0	16,0	16,3	—	—
Чадыр-Лунга, скв. 2	45,0	15,9	15,6	18,3	18,0
Шайки	130,0	14,0	14,2	—	—
<i>Одесская область</i>					
Александровка	65,0	14,9	14,7	—	—
Подгорное	80,0	15,8	15,7	—	—
<i>Закарпатская область</i>					
Рокосово	271,1	13,2	14,2	—	—
<i>Винницкая область</i>					
Ярышев	220,0	13,2	13,9	—	—
<i>Днепропетровская область</i>					
Кривой Рог, скв. 8494	100,0	11,7	11,7	—	—
» скв. 7554	100,0	12,0	12,0	13,3	13,3
<i>Крымская область</i>					
Береговое	26,5	17,7	17,3	—	—
Индольское	1,7	16,9	16,3	21,0	20,4
<i>Белгородская область</i>					
Яковлево	196,5	11,4	12,0	15,2	15,8
Зачепиловская площадь, скв. 1	—	12,7	—	16,1	—
То же, скв. 22	—	14,3	—	16,9	—
Качаловская площадь, скв. 7	—	14,9	—	—	—
Полтава, скв. 21	76,0	11,6	11,5	15,0	14,9
» скв. 23	146,0	11,3	11,6	13,7	14,0
» скв. 24	146,0	—	—	13,7	14,0

Продолжение табл. 35

Местоположение скважины	Абсолютная отметка устья, м	Температура, °С, при глубине			
		125 м		250 м	
		измерен- ная	при абсолютной отметке устья + 100 м	измерен- ная	при абсолютной отметке устья + 100 м
<i>Ставропольский край</i>					
Новоалександровская пло- щадь скв. 11	155,8	15,1	15,4	19,3	19,6
То же, скв. 14	152,4	17,5	17,8	22,0	22,3
» скв. 16	153,1	15,2	15,5	19,7	20,0
Благодарненская пло- щадь скв. 15	371,7	—	—	24,0	25,6
То же, скв. 16	318,4	16,7	18,0	24,5	25,8
» скв. 17	302,0	17,4	18,6	24,7	25,9
Северо-Ставропольская пло- щадь, скв. 39	231,5	19,6	20,4	28,4	29,2
Зимняя Ставка, скв. 16	24,7	17,1	16,6	—	—
<i>Краснодарский край</i>					
Скв. 501	—	14,6	—	17,4	—
Северо-Ахтырская пло- щадь, скв. 405	—	14,3	—	17,2	—
Красная поляна, скв. 2	—	16,6	—	18,6	—
Ново-Дмитриевск, скв. 37	65,5	16,3	16,4	19,4	19,2
Кисловодск, скв. 1	900,0	13,1	17,9	16,4	21,2
» скв. 2	832,0	12,5	16,9	15,5	19,9
Пятигорск, скв. 9	—	16,8	—	23,5	—
» скв. Восточная	610,0	1,6	19,9	—	—
Ессентуки, скв. 45	652,6	14,5	17,8	20,3	23,6
Сочи, скв. 3-Р	—	206	—	24,7	—
Мацеста, скв. 2-Т	14,0	23,1	22,6	26,8	26,3
Старая Мацеста, скв. 3-Т	25,0	21,4	24,0	26,2	25,8
» скв. X	37,1	19,2	18,8	26,1	25,7
» скв. 1-К	40,4	20,8	20,4	24,0	23,6
» скв. 6-К	98,3	—	—	20,3	20,3
Хоста, скв. 2-Т	—	17,6	—	20,3	—
<i>Дагестанская АССР</i>					
Махачкала, скв. 74	25,0	19,0	18,5	25,5	25,0
<i>Московская область</i>					
Загорск	200,0	6,3	6,9	7,1	7,7
Подольск	150,0	6,9	7,2	—	—
<i>Ухтинский район</i>					
Нижняя Омра	—	6,5	6,5	8,6	8,6
Кырта Иоль	—	5,6	5,6	9,6	9,6
<i>Кольский полуостров</i>					
Гора Ниттис	—	3,2	3,2	4,0	4,0

Продолжение табл. 35

Местоположение скважины	Абсолютная отметка устья, м	Температура, °С, при глубине			
		125 м		250 м	
		измерен-ная	при абсолютной отметке устья +100 м	измерен-ная	при абсолютной отметке устья +100 м
Северокамск (средняя по пяти скважинам)	—	5,7	5,7	6,8	6,8
Оренбургская область					
Бугуруслан	—	12,5	12,5	14,4	14,4
Эмбинский район					
Макат	—	14,9	14,9	19,4	19,4
Латвийская ССР					
Рига	—	7,0	7,0	8,5	8,5

нарушается уже с глубины около 160 м. О различии температуры Украинского и Балтийского щитов, сходных по возрасту и литологическому составу, но расположенных в различных климатических зонах, уже говорилось. На глубине 250 м, например, Украинский щит оказался «теплее» Балтийского на 9° С.

В целом климатическая зональность сказывается на температурном режиме пород крупных регионов до глубин, превышающих 1000 м. Влияние климатической зональности на температуру подземных вод хорошо заметно на карте рельефа кровли термальных вод (см. рис. 66). Глубина залегания термальных вод четко возрастает с севера на юг.

Характеристика планового распределения температуры на территории СССР будет далеко не полной, если не рассмотреть закономерности изменения температуры по кровле фундамента. Такая карта составлена большим коллективом авторов в масштабе 1 : 5 000 000 под общей редакцией Ф. А. Макаренко (объяснительная записка и карта). Она дает четкое представление о максимальных температурах у подошвы осадочной толщи пород на территории СССР, а в местах выхода фундамента на поверхность — о температуре «нейтрального слоя». О температуре в пределах самой осадочной толщи на любой глубине можно судить, пользуясь этой картой в комплексе с картой «нейтрального слоя» (см. рис. 26). Значения температуры, снятые по этим картам на верхней и нижней границах, позволяют вычислить градиент температуры практически для любого пункта СССР, а следовательно, и температуру для любой глубины в пределах осадочной толщи пород.

Все упоминавшиеся ранее карты геоизотерм для стратисферы можно получить в итоге с помощью только двух карт геоизотерм, отражающих геотемпературное поле на верхней границе («нейтральный слой») и нижней (кровле кристаллического фундамента). Эти две карты могут служить также основой для

картирования территории СССР по величине геотермического градиента. Точность такого картирования, правда, будет в большой степени зависеть от масштаба базовых карт.

3. ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ ГРАДИЕНТ

Геотермический градиент $\text{grad } T$ определяется производной температуры T по глубине H :

$$\text{grad } T = \frac{\partial T}{\partial H}. \quad (34)$$

С тех пор как была составлена достаточно точная карта геоизотерм «нейтрального слоя» для территории СССР в целом (Фролов, Седов, 1964), для оценки величины геотермического градиента часто пользуются одним точным замером температуры и формулой (5). В этом случае получается усредненный градиент температуры для всего интервала исследования. При картировании величины геотермического градиента интервал усреднения должен приниматься одинаковым по наименьшей глубине скважины. Выбор его по максимальной глубине скважины и экстраполяция температур в мелких скважинах при картировании не допускается. Вполне допустимым, а в ряде случаев целесообразным является составление карт величины геотермического градиента для разной величины интервалов и разной глубины их залегания в том случае, когда их выбор связан с изучением определенной литолого-фациальной разности пород, определенного стратиграфического или водоносного комплекса. Обратной величиной геотермическому градиенту, как известно, является геотермическая ступень (3, 4).

Как отмечалось в научно-методических руководствах (Фролов, Аверьев и др., 1964.; Фролов, 1973), огромное значение при картировании величины геотермического градиента имеет принцип соблюдения однотипности интервала, отступление от которого нередко приводит к грубым ошибкам в интерпретации экспериментальных данных. Этот принцип заключается в том, что вычисления величины геотермического градиента должны проводиться для одинаковой величины и глубины положения интервала или для какой-то определенной литолого-стратиграфической толщи пород или водоносного слоя. Совершенно не допускается картирование величины геотермического градиента (или теплового потока) интерполяцией в том случае, если она вычисляется без соблюдения этого принципа. Нарушают его обычно из-за боязни потерять информацию для больших глубин, поскольку оптимальный интервал вычисления приходится принимать обычно по самой мелкой скважине. Однако такая потеря (исключение нижних частей глубоких скважин или полное исключение из обработки мелких скважин) приводит лишь к схематизации условий и никогда не является причиной грубых ошибок.

В названных выше руководствах верхней границей расчетного интервала рекомендовалось принимать глубину залегания «нейтрального слоя», в связи с чем интервалы могут быть такие, например: 25—125; 25—250; 25—500 и т. д. или 125—250; 250—500 и т. д. В том случае, когда геотермический градиент вычисляется для определенного литолого-стратиграфического или водоносного комплекса расчетный интервал увязывается с положением кровли и подошвы

соответствующего комплекса. Какое же это имеет практическое значение? В уже упоминавшейся последней сводке по территории СССР коллектива авторов из Геологического института АН СССР («Тепловой режим...», 1970) приводится карта, которая в платформенных районах отражает в изолиниях «распределение среднего геотермического градиента в осадочном чехле» (с. 79). В принципе такой подход вполне допустим и оправдан. Однако ввиду того, что авторы в обработку включили также и мелкие скважины, температуру в которых для основания осадочной толщи получали путем экстраполяции, результаты не оправдали надежду и это особенно ясно проявилось тогда, когда вычисленные таким способом геотермические градиенты были использованы для определения величины теплового потока.

Надо сказать, что усреднение величины геотермического градиента (правильное!), скажем, для осадочной толщи (как это сделано в упомянутой работе) может быть оправдано при решении определенного круга задач. Вместе с тем и в таких случаях глубокое изучение закономерностей формирования геотермального поля невозможно без послойного изучения величины геотермического градиента. Так, анализ материалов И. П. Атрощенко (1974 г.) по северной части Припятской впадины показывает, что величина геотермического градиента убывает с глубиной (табл. 36). В верхней триас-юрской толще глинисто-песчанистых отложений она значительно больше, чем в подстилающих их пермско-триасовых песчано-глинистых отложениях. Эти закономерности в комплексе с данными о теплофизических свойствах пород осадочной толщи позволяют более глубоко решать вопросы теплового режима этого района и участия подземных вод в его формировании.

Таблица 36

Зависимость величины геотермического градиента от величины и глубины положения интервала вычисления на примере северной части Припятской впадины (по материалам, полученным от И. П. Атрощенко)

Площадь и номер скважины	Триас-юрская, глинисто-песчанистая толща		Пермо-триасовая, песчано-глинистая толща	
	Интервал, м	Градиент, °C/100	Интервал, м	Градиент, °C/100
Борцовская 1	107—185	4,9	185—360	1,9
Васильевская 1	150—250	2,3	250—480	1,2
Вишанская 15	220—282	2,0	282—310	2,6
Вышемировская 2	242—405	2,3	405—585	1,6
Давыдовская 5	276—400	2,8	401—485	2,5
Золотухинская 2	318—535	3,2	535—569	1,2
Октябрьская 3	198—275	1,2	275—340	1,1
Осташковская 3	198—320	2,2	320—525	1,1
» 8	214—280	4,9	280—450	1,1
Первомайская 5	108—200	3,5	200—308	3,6
Речицкая 8	143—300	3,2	300—498	1,4
» 12	355—425	2,6	425—600	1,2
» 17	130—300	4,1	300—424	2,3
» 20	250—360	2,7	360—503	1,5
Хотецкая 4	175—277	3,5	277—540	1,9

4. ТЕПЛОВОЙ ПОТОК

В пределах стратисферы и разделяющих ее выступов кристаллического фундамента тепло, как отмечалось, переносится в основном молекулярной теплопроводностью и вынужденной конвекцией. Степень изученности этих двух основных форм переноса тепла в недрах Земли далеко не равнозначна. Если история изучения кондуктивного или молекулярного теплового потока насчитывает уже около 100 лет, то конвективной составляющей стали заниматься, по существу, в последние годы.

На большей части территории суши температура с глубиной увеличивается и, следовательно, поток тепла направлен из недр Земли к ее поверхности. В свете этого давно установленного и хорошо известного факта часто забывают, что на обширной, но до сих пор слабо изученной территории многолетней мерзлоты в некоторых районах поток тепла направлен в глубь Земли, т. е. имеет место инсоляция, а не излучение. При изучении баланса тепла в масштабах планеты необходимо учитывать характер теплообмена также в толще вод Мирового океана. На огромной территории, примыкающей как непосредственно к экватору, так и относящейся к средним широтам, четко наблюдаются процессы инсоляции в поверхностных водоемах до глубин, измеряемых километрами. В эту область попадают и сравнительно небольшие участки суши — океанические острова (см. рис. 3). Гидрологами установлено, что водные массы глобальными течениями переносят огромные количества тепла, полученного от Солнца, к полюсам. Эта циркуляция имеет планетарный характер и играет несомненно колossalную роль в термодинамике нашей планеты. Процессы эти, однако, в целом изучены слабо и здесь еще предстоят, по-видимому, важные открытия в связи с интенсивными исследованиями Земли с помощью искусственных спутников.

Молекулярный тепловой поток

Молекулярный тепловой поток согласно основному закону теплопроводности прямо пропорционален градиенту температуры ($q = \lambda \text{grad } T$). Градиент температуры объективно отражает результат ее распределения не только под влиянием молекулярного, но и конвективного переноса тепла от внутренних источников энергии (в толще пород, где проводятся термометрические исследования), из подстилающих изучаемую толщу пород слоев и наложения серии поверхностных температурных волн различной длины. Это обстоятельство сильно усложняет задачу, так как возникает потребность в дополнительных данных (распределение радиоактивных веществ с глубиной ниже изучаемых глубин; скорость фильтрации подземных вод; изучение влияния эффекта палеоклимата и др.), которые трудно, а порой и невозможно получить на современном уровне знаний. Исходя из этого, исследователи, специально и глубоко занимавшиеся этим вопросом, всегда обращали внимание в одних случаях на трудности, связанные с оценкой величины теплового потока по данным, получаемым в современных скважинах глубиной до 2—3 км, а в других — пользовались закономерностями распределения температуры на этих глубинах для реконструкции палеоклимата (Birch, 1948; Ingersoll, Zobell, 1954 г.; Тихонов, 1964 и др.).

Г. Джейфрис (1916 г.), а затем ряд его последователей провели расчеты, согласно которым регистрируемый в осадочной толще тепловой поток может

быть обеспечен из слоя мощностью 20—25 км при том содержании в нем радиоактивных элементов, которое характерно для осадочных пород и гранитов. Действительно, грубо при средней генерации тепла $Q = 6 \cdot 10^{-13}$ кал/см³ · с тепловой поток $q = 1,2 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с обеспечивается из толщи пород $h = q/Q = 20$ км.

И. Д. Дергунов (1959 г.) аналитически показал, что на тепловые потоки у поверхности Земли заметное влияние может оказывать тепло, генерируемое до глубины 300 км, так как удельный вес источников тепла, находящихся ниже этой глубины, составляет, по его мнению, лишь 10%. Важно отметить, что как И. Д. Дергунов (1959 г., стр. 9, 12), так и упоминавшиеся выше другие крупные исследователи, говоря о тепловых потоках, регистрируемых в современных скважинах, называли их поверхностными. Между тем, некоторые из молодых авторов стали их называть уже глубинными *, хотя глубины регистрации остались прежними и никаких дополнительных (ни аналитических, ни экспериментальных) исследований этими авторами не проводилось. Может быть не случайно Е. А. Любимова в ранних своих работах, посвященных изучению теплового потока, также употребляла слово «глубинный» («Проблемы глубинного теплового потока», 1966 г.), но затем в более поздних работах заменяет его словом «поверхностный» (Любимова, 1968, с. 20). Однако уже совсем недавно в объяснительной записке («Геотермическая карта СССР», 1972), составителями которой являются и упоминавшиеся выше авторы, говорится буквально следующее (стр. 24): «Плотность теплового потока и его выявленные в схеме вариации на территории СССР и сопредельных стран связаны с кондуктивным и частью конвективным выносом тепла из мантии, а также с генерацией и перераспределением его в консолидированной земной коре и осадочной оболочке». Как видим, мантии (даже не верхней, кровля которой находится ниже границы Мохоровичича, т. е. 30—35 км, а глубина залегания подошвы определяется по одним данным в 500 км, по другим до 950 км, но мантии в целом) отводится первое место, хотя ни аналитических, ни экспериментальных данных, обосновывающих это, опять не приводится. Авторов названной работы, правда, несколько смущает то, что, как они вынуждены сами признать, им не удалось установить «... строгие количественные зависимости», но объясняют они это лишь недостатком данных. Недостаток данных, однако, не помешал им в издании ранее работе («Тепловой режим недр СССР», 1970, с. 150) написать: «... Высокие значения теплового потока на Ставропольском поднятии имеют глубинное (мантийное) происхождение», а несколькими строчками ниже еще более категорично: «... глубинность происхождения теплового максимума на Ставропольском поднятии не вызывает сомнения, ...» П. Ф. Швецов (1974) и автор (Фролов, 1973) пытались выяснить, на каких же данных базируются столь категоричные заявления? Можно удивляться, но оказывается только на основании того, что «Приведенное ранее среднее значение теплового потока для всего поднятия ($2,05 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с) почти вдвое выше типичного для герцинских областей ($1,30 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с) и не может быть объяснено локальными искажениями теплового поля структурой самого поднятия». На основании того, что в пределах Ставропольского поднятия $q > 2,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см² · с, а в сторону Азово-Кубан-

* Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. — «Геотектоника». 1966, № 4.

ской и Терско-Кумской впадин q уменьшается, делается вывод о наличии «первичного магматического очага» под Ставропольским поднятием.

Согласуются ли эти выводы с первичными экспериментальными материалами, которые приводят сами авторы? В таблице 28, например, сразу же обнаруживается любопытнейшая «деталь», которая перечеркивает все выводы авторов. Оказывается, все максимальные значения тепловых потоков ($2,4 - 2,7 \times 10^{-6}$ кал/см²·с) на Ставропольском поднятии зарегистрированы не в глубоких, а в самых мелких скважинах, глубина которых не превышает 440—880 м. В то же время в глубоких скважинах значения тепловых потоков меньше и нет ни одной (!) скважины с тепловым потоком более $2 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с, глубина которой была бы меньше 1 км. Выходит, что чем глубже скважина, т. е. чем ближе она по представлениям указанных авторов к «магматическому очагу», тем меньше оказывается тепловой поток (!!).

Какая же картина обнаруживается в прилегающих к поднятию впадинах, скажем, в районе Чкаловской площади (скв. 8)? На «Карте теплового потока Кавказского региона», составленной авторами рассматриваемой работы, она находится между изолиниями теплового потока $1,6$ и $1,8 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. В более ранних работах Е. А. Любимовой (1964 г; 1968) по скв. 8 приводятся термометрические данные, значения теплопроводности пород с учетом поправок на температуру и давление, а также средневзвешенная для разреза величина теплового потока, равная $1,85 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. Во всех этих работах совершенно не обращается внимания на тот факт, что $q > 2 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с для Ставропольского поднятия был получен по скважинам, средняя глубина которых не выходит за пределы 1 км, а глубина скв. 8 равна 2950 м. Для районирования используются средневзвешенные значения q без всяких поправок на разницу в глубинах. Если же вычислить тепловой поток в скв. 8 для двух интервалов Майкопской толщи, приуроченных к различным глубинам, то окажется, что в интервале 825—1025 м он равен $2,4 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с ($3,6 \cdot 10^{-3} \times 6,5 \cdot 10^{-4}$), а ниже, в интервале 2050—2350 м падает до $1,3 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с ($3,3 \cdot 10^{-3} \times 4,0 \cdot 10^{-4}$), т. е. почти вдвое. Оказывается до глубины 1 км удельный тепловой поток во впадине даже больше, чем средний для Ставропольского поднятия на сравнимых глубинах. Впору и здесь искать магматический очаг. Как же могло так случиться, что авторы столь солидного издания районировали, оказывается, не величину удельного теплового потока, а по существу ... глубину скважин?

В этой же работе делается также попытка найти связь между величиной теплового потока, с одной стороны, и глубиной залегания фундамента, амплитудой неотектонических движений и даже мощностью земной коры — с другой, по данным исследований в скважинах, глубина которых, например для Воронежской антеклизы, колеблется от 120 до 1030 м (см. табл. 26 в работе «Тепловой режим ...», 1970), тогда как даже Е. А. Любимова, проводившая в первые годы исследования и в мелких скважинах, позже признавала (Любимова, 1968, с. 158), что в силу влияния подземных вод и палеоклимата для измерений теплового потока «наиболее подходящими считаются скважины глубиной не менее 1000 м». Она же (Любимова, 1968, с. 200) отмечала: «Сопоставлением распределения теплового потока со строением коры не удалось выявить прямой коррелятивной связи между ростом величины потока и мощностью коры». Если бы авторы догадались распределить тепловые потоки в порядке увеличения глубины

скважины, то они увидели бы, что только в одной из 14 скважин глубиной более 330 м тепловой поток меньше $1 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. Зато в 9 из 11 скважин глубиной до 160—265 м тепловой поток не превышает $1 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. Любопытно при этом, что именно в тех двух из 11 скважин, где $q > 1 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с (1,07 и 1,20 кал/см²·с) точность определения q равна 15—20% вместо 10% для большинства скважин (Швецов, 1974).

Если в последнем случае сторонники «глубинного» происхождения q могут объяснить уменьшение его величины к поверхности «рассеиванием» тепла по пути движения, то рост его величины почти вдвое от низов майкопа к верхам в скв. 8 объяснить не удастся ни приращением радиогенного тепла, генерируемого в майкопской толще пород, ни тем более наличием «магматических очагов». Как отмечал П. Ф. Швецов (1974 г.), «не может не вызывать раздумий тот печальный факт, что, так же как в XIX веке с открытием фотосинтеза естествоиспытатели с огромным трудом перешагнули через оставшуюся веру в силу «теплоты недр» в формировании климата и органической жизни на поверхности Земли, так и в наши дни многие из них с завидным упорством, невзирая на явные противоречия для объяснения теплового режима даже приповерхностных слоев «тянут» тепло из глубоких недр, игнорируя мощнейший энергетический источник, находящийся у них над головами, и превосходящий на границе воздух — поверхность Земли по крайней мере на два порядка теплового поток, направленный из глубин Земли к поверхности». П. Ф. Швецов продолжает далее: «Показателен в этом отношении симпозиум по проблемам энергетики геологических процессов, состоявшийся 21—23 апреля 1969 г. в Москве. Во вступительном слове председателя и в первом докладе «Основные проблемы геоэнергетики» участникам симпозиума о солнечной радиации как источнике внутриземной энергии не было сказано вообще ни слова».

Между тем, на огромную роль Солнца в энергетике Земли указывалось многократно и с самых различных позиций (Вернадский, 1933 г., 1939 г.; Birch, 1948; Печерников, Дахнов, 1959 г.; Белов, Лебедев, 1954 г.; Saull, 1955 г.; Личков, 1960 г.; Фролов, 1961—1973 гг.; Бондаренко, Блох, Тархов, 1963 г.; Тихонов, 1964; Швецов, 1966—1974 гг. и мн. др.). Мы вынуждены были уделить столько внимания критике упомянутых выше работ потому, что неискушенный читатель продолжает верить в то, что тепловые потоки действительно «имеют глубинное (мантийное) происхождение», так как подобные утверждения «подкрепляются» фактическими данными. Как эти данные порой получают — мы уже видели, но это не всегда удается обнаружить. Только когда приводится и сам фактический материал, то, как правило, выясняется, что причиной указанных выше утверждений является пренебрежение или незнание методов обработки термометрических материалов. На ошибочность выводов Е. А. Любимовой (1964 г.), например, о связи тепловых потоков с неотектоническими движениями в пределах Украинского кристаллического массива, сделанными по данным измерений в скважинах глубиной от десятков метров до сотен, уже указывалось (Diment, 1965 г. Фролов, 1968).

При первом знакомстве с картой тепловых потоков («Геотермическая карта СССР...», 1972), действительно, бросается в глаза связь между величиной теплового потока и возрастом складчатости. О методических ошибках, допущенных при ее составлении, мы уже говорили, и их устранение привело бы несомнению к более объективному картированию. Так, уже из того, о чем сказано выше, ста-

новится ясно, что если принять для картирования величины теплового потока одинаковый интервал, например 25—1000 м, то в Предкавказье конфигурация изолинии с $q = 2,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с сразу же изменится и можно предполагать, что тепловая аномалия вытянется не в меридиональном, а в широтном направлении параллельно и севернее Главного Кавказского хребта. О генезисе этой аномалии (генерация ли это тепла в самой осадочной толще или спос б тепла подземными водами с юга) говорить, по-видимому, пока рано. Объективная и высококвалифицированная обработка первичных данных должна предшествовать выводам. Эта тривиальная истина, к сожалению, стала настолько привычной, что ее просто пренебрегают, а к чему это приводит мы уже видели. Между тем, вопрос о взаимосвязи между величиной теплового потока и геотектоникой представляется сложным и во многом слабо изученным. В. А. Матницкий (1953 г.) в свое время обращал внимание на то, что основными причинами, ведущими к горообразованию, должны быть процессы разогрева, перемещения и изменения объема масс внутри геосинклиналей. Такая возможность с позиций гидро-геотермии рассматривалась и нами (Фролов, 1963 г.; 1968). Режим температуры недр Земли может играть роль пускового механизма к началу различных процессов. Так, изменение температуры на 20—30° С в течение половины галактического года может привести (и приводило) к полному таянию или образованию полярных льдов, что, в свою очередь, может привести к поднятию или падению уровня Мирового океана по крайней мере на две сотни метров. Такое изменение уровня Мирового океана само по себе может служить причиной колоссальных трансгрессий и регрессий*. Начавшаяся трансгрессия ведет далее к накоплению осадков и прогибанию. Ранее весьма схематично, без претензии на завершенность, было показано (Фролов, 1968), что процесс прогибания и накопления осадков ведет к накоплению тепла у основания осадочной толщи как за счет «торможения» теплового потока из недр Земли, так и за счет «торможения» процессов охлаждения сверху, так как молодые рыхлые осадки, отличающиеся высоким тепловым сопротивлением, выполняют роль «подушки» в теле земной коры.

В дальнейшем этот процесс может привести к проплавлению ложа и подтоку через образовавшееся «окно» вещества из более глубоких зон. Эти-то перемещения энергии и вещества и приводят, по-видимому, к увеличению объема массы в земной коре, что и является в итоге причиной горообразовательных процессов.

Эта схема, несмотря на свою простоту, дает ответ на один из самых трудных вопросов геотектоники: почему горно-складчатые системы приурочены к бывшим крупным прогибам, заполнившимся осадочными породами. В ее рамках находят удовлетворительное решение и другие вопросы. Так, например, дальнейшая эволюция теплового режима горно-складчатой области представляется в следующем виде. С образованием горно-складчатой системы увеличивается роль подземных вод в выносе тепла (возрастает глубина расщлененности и скорость фильтрации), что приводит к охлаждению самой системы и

* Любопытно отметить, что подъем или понижение («дыхание») земной коры на километры может быть обусловлено расширением и сжатием верхней оболочки вследствие периодических изменений ее температуры на 20—30° С каждые 100—125 млн. лет (экстремумы за половину галактического года).

дополнительному прогреву прилегающих впадин, в которые идет подземный сток. Чем древнее структура, тем дольше она промывается инфильтрационными водами и охлаждается вследствие оттока тепла молекулярным путем. Разница такой точки зрения от упоминавшейся заключается в том, что «программное устройство», регулирующее тепловые процессы в земной коре, помещается не внутри Земли, а на ее поверхности. Решающая роль в формировании регионального поля стратисфера отводится не внутренним источникам энергии (которые также играют важную роль), а внешним. Иначе, например, не удается объяснить, почему кристаллические щиты холоднее примыкающих впадин, хотя содержание радиоактивных элементов в гранитах и осадочных породах примерно одинаковое, а теплопроводность первых даже вдвое больше. Если роль мантийного тепла так велика, как об этом говорят упоминавшиеся выше авторы, то щиты должны были бы быть теплее впадин подобно тому, как костьль, вбитый в лежащую на горячей печи доску, будет теплее самой доски. Докембрийские щиты холоднее потому, что в силу своего более древнего возраста, а также более высокой теплопроводности охлаждались на колоссальную глубину галактической зимой, которую только за последний отрезок геологической истории они пережили, как это точно установлено по геологическим данным, не менее трех раз (вендское, верхнекаменноугольное и антропогеновое время). За один период в 200 млн. лет поверхностная температурная амплитуда проникает молекулярным путем с той же длиной на глубину 3 км с уменьшением своей величины лишь на 10%. Если учесть даже минимальную амплитуду галактического года (20°C), то и в этом случае температура щитов на глубине 3 км то поднималась на 18°C в галактическое лето, то охлаждалась на столько же градусов в период галактической зимы. Что касается Альпийской зоны складчатости, например, то в силу своей молодости она еще, по существу, не испытала на себе последствий даже одной, последней галактической зимы. В заключение раздела добавим, что без учета $q_{\text{кв}}$ анализ приведенной карты вообще не может дать должного эффекта.

Вынос тепла из недр Земли подземными водами

Роль подземных вод, отличающихся чрезвычайно высокой теплоемкостью и подвижностью, в перераспределении и выносе тепла из недр Земли привлекала внимание многих исследователей (Овчинников, 1940 г.; Макаренко, 1948; Schoeller, 1949; Огильви, 1959 г.; Фролов, 1961, 1964 и др.). Однако методы количественной оценки этого фактора предложены лишь в самые последние годы. Наметилось при этом два подхода, которые условно можно назвать как дискретный (Schoeller, 1949; Огильви, 1959 г.; Stallman, 1965) и региональный (Фролов, 1964). Как отмечалось в одной из рецензий на первое издание «Гидро-геотермии» (Кудрявцев, Чижов, 1969, с. 63), предложенный метод (расчета конвективной составляющей по модулю подземного стока и избыточной температуре подземных вод) может быть с успехом использован для региональной оценки конвективного теплопереноса.

Строгое решение вопроса о роли подземных вод в выносе тепла из пределов стратисферы можно получить на основе теплового баланса, в котором приходная часть может состоять лишь из молекулярной составляющей, измеряемой в кристаллическом фундаменте, а расходная конвективная часть может быть

определенена по разности с учетом измерений в самых верхних слоях стратисферы. Трудность состоит в том, что такой балансовый подход невозможен при том ограниченном объеме фактических данных по каждой из гидрогеодинамических структур, которыми мы располагаем в настоящее время. В последнее время, правда, появились данные, которые, хотя и не в полной мере (нет замеров в кристаллическом фундаменте в крупных прогибах), но все же позволяют в какой-то степени оценить баланс тепла. По данным поинтервальных измерений молекулярного удельного теплового потока в скважинах северной части Припятской впадины, например, которые нам любезно предоставил П. П. Атрощенко, составлен баланс тепла для девонских отложений этого района (табл. 37).

Т а б л и ц а 37

Баланс тепла в девоне северной части Припятской впадины

Параметр	Тепловой поток по скважинам, 10^{-6} кал/см 2 ·с				
	Кормянская 1	Глусская 1	Вишанская 18	Верхняя Первомайская 17	Речицкая 17
Надсолевая толща	0,91	1,11	0,76	1,40	1,38
Солевая и подсолевая	1,59	1,71	1,57	2,01	2,16
Разница	0,68	0,60	0,81	0,61	0,78
% от $q_{\text{сум}}$	43	35	52	30	36

Конечно этот баланс является весьма приближенным, так как, кроме сказанного выше, допускается, что в солевой и подсолевой толщах пород тепло передается исключительно молекулярной теплопроводностью, а разница в надсолевой водоносной толще образовалась за счет ее съема подземными водами. Однако в таком подходе есть и свои достоинства, поскольку он дает представление о минимальных размерах конвективной составляющей суммарного теплового потока (см. табл. 37). Как видим, конвективная составляющая даже на платформе почти равна молекулярному тепловому потоку, а в некоторых скважинах даже превосходит его (скв. Вишанская 18), что хорошо согласуется с данными нашего картирования конвективной составляющей на территории СССР (Фролов, 1968).

Использование модуля подземного стока для региональной оценки конвективной составляющей в свое время представлялось нам единственным выходом из указанных выше затруднений (Фролов, 1964). Но и в таком подходе была своя трудность, которая заключалась в сложности определения величины избыточной температуры вод подземного стока. В последние годы некоторые исследователи, повторяя тот же путь, пытались уточнить величину выносимого тепла из недр Земли («Тепловой режим недр СССР», 1970), но заслуживающих доверия новых данных получить им не удалось.

Сколько выносит тепла отдельный источник, умели определять еще в конце XIX века при помощи простого расчета:

$$Q = v t c_0, \quad (35)$$

где Q — количество тепла, ккал/с;

v — расход источника, л/с;

t — температура воды на выходе, °С.

Но при таком расчете учитывается не только то тепло, которое выносится водой из недр, но и то, которое вода содержала, когда в виде дождя попала в Землю. Значит из температуры воды в источнике надо вычесть температуру инфильтрационной воды на уровне «нейтрального слоя». Но и этого мало. Вода, которая выходит в источнике, снимает тепло с какой-то площади и для того, чтобы вычислить удельный вынос тепла, а затем общий вынос для той или иной территории, надо знать эту площадь. Однако при самых детальных исследованиях эту площадь установить невозможно. Но кроме источников или видимых мест выхода воды на поверхность, существуют «скрытые» очаги разгрузки подземных вод. Как их определить? Ответы на все эти вопросы нельзя было получить и обычным путем для оценки количества тепла, выносимого подземными водами, оказался непригодным. Ключ к решению задачи давал модуль подземного стока, величина которого отражает расход дренируемых подземных вод с единицы площади в единицу времени. Поскольку удельная теплоемкость воды при температуре до 100° С практически равна единице, то для оценки количества тепла, выносимого из недр Земли с единицы площади, требуется определить ту температуру, которую вода приобретает дополнительную (избыточная температура) за время циркуляции в недрах. Приближенно ее можно оценить, зная мощность той толщи пород, для которой определялся модуль подземного стока, и величину геотермического градиента. Допуская, что вода смешивается в этой толще пород и в среднем ее температура равна температуре пород в середине слоя, мы составили карту районирования конвективной составляющей для территории СССР (Фролов, 1964). Авторы критиковали за то, что в этой первой формуле не учитывалось то, что модуль с глубиной затухает не только в разных гидрогеодинамических зонах, но и в пределах каждой из них *. Вследствие этого избыточная температура воды должна бы определяться температурой пород не в середине зоны, а температурой пород, залегающих выше середины зоны, ближе к поверхности Земли. Кроме того, поскольку до «нейтрального слоя» от поверхности температура пород примерно одинакова и вода в этой безградиентной зоне дополнительной температуры не получает, то при более точных оценках и в формуле это должно учитываться. С учетом этих соображений формула для оценки минимального выноса тепла подземными водами приобретает следующий вид (Фролов, 1969, 1971, 1973):

$$q = 0,3\Gamma(h - 2500) mc_0, \quad (36)$$

где h — мощность зоны подземного стока, см;

2500 — поправка на безградиентную зону, см;

Γ — геотермический градиент, °С/см;

m — модуль подземного стока.

Сравнение результатов расчетов по старой и по новой формулам показывает, что в первом случае вынос тепла подземными водами оценивался выше, примерно на 50—90%. Средний вынос тепла на территории СССР в целом,

* Нередко верхняя часть оказывается водоупорной, а сток идет целиком из нижней части.

например, ранее определялся цифрой $4,5 \cdot 10^{-7}$ кал/см²·с, а по новой формуле он равен $2,4 \cdot 10^{-7}$ кал/см²·с. Для Русской и Сибирской платформ соответственно $2,5 \cdot 10^{-7}$ и $1,15 \cdot 10^{-7}$ кал/см²·с, а для молодых горно-складчатых областей — $6,7 \cdot 10^{-6}$ и $3,9 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. Как показывают исследования последних лет в области изучения подземного стока (Зекцер, 1974 и др.), утверждение о затухании модуля стока с глубиной требует существенных оговорок. В действительности нередки случаи, когда сток с глубиной увеличивается и даже идет в основном из нижней части зоны, а не из верхней. В дальнейшем, по-видимому, будут уточняться как расчетная формула, так и исходные данные, но выбранный методический подход является, вероятно, в целом правильным.

Как же увязываются полученные расчетные данные с фактическими? Специальных полевых экспериментов для проверки не проводилось, а поэтому воспользуемся литературными источниками. В Исландии, по данным Бодварсона, только высокотермальные ключи с температурой выше 150° С выносят 10⁹ кал/с тепла. Если это тепло отнести даже ко всей площади острова (103 тыс. км²) и не учитывать вынос тепла ни слаботермальными источниками, ни в «скрытых» очагах разгрузки, то и в этом случае конвективная составляющая для Исландии в целом будет порядка 10^{-6} кал/см²·с. В Старой Мацесте расход термальных вод в аллювий составляет 10 млн. л/сутки. Для курорта отбирается дополнительно 1,6 млн. л/сут. Если считать данный очаг единственным на территории Сочи-Мацестинского артезианского бассейна (площадь ≈ 800 км²), что заведомо приводит к сильному занижению величины q_{ke} , и допускать, что термальные воды в очаге имеют избыточную температуру всего 10° С (при температуре воды 25° С), то и в этом случае минимальная конвективная составляющая для бассейна в целом соизмерима с кондуктивным тепловым потоком, определившимся в Старой Мацесте (соответственно $0,2 \cdot 10^{-6}$ и $0,8 \cdot 10^{-6}$ кал/см² × с). Если же учитывать еще разгружающиеся в реки подземные воды (модуль стока 35 л/с с 1 км²), то при избыточной температуре всего 1° С окажется, что они выносят в среднем $3,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с тепла, т. е. и в этом случае полученная для конкретного бассейна цифра совпадает с данными регионального картирования конвективной составляющей.

Конвективную составляющую, как остающуюся часть баланса тепла, можно оценить и по некоторым районам Русской платформы. При этом заслуживают внимания участки, сложенные литологически и теплофизически однородными породами, в пределах которых меняется градиент температуры. В этом случае при $\lambda = \text{const}$ по разрезу должна меняться величина молекулярного теплового потока. Это возможно в том случае, если в данной толще пород происходят экзо- и эндотермические процессы или тепло передается не только молекулярным, но и другим путем, например конвекцией. Поскольку генерацией тепла за счет радиоактивного распада в самой осадочной толще, мощностью в десятки метров, можно пренебречь, то остается выбрать участок, где заведомо отсутствуют процессы, идущие с поглощением или выделением тепла, например, участок скв. 10—467 на окраине г. Кишинева, где нами проводились прецизионные термометрические исследования в 1973 г. Разрез здесь сложен толщей трещиноватых известняков нижнего сармата, перекрываемого маломощной пачкой среднесарматских глин (рис. 27). Исключая верхнюю пачку пород до 45 м (с завышением) как слой годовых молекулярных теплооборотов, допустим, что ниже в интервале 45—65 м, где зарегистрирован максимальный

градиент температуры ($5,25 \cdot 10^{-4}$ °C/см), тепло распространяется исключительно молекулярным путем. Тогда минимальный суммарный поток тепла в этом интервале при теплопроводности известняков $3,5 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с °C составит $1,84 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. Поскольку ниже этого слоя градиент температуры уменьшается, то при постоянном тепловом потоке это может обусловливаться увеличением теплопроводности с глубиной либо дополнительным переносом тепла

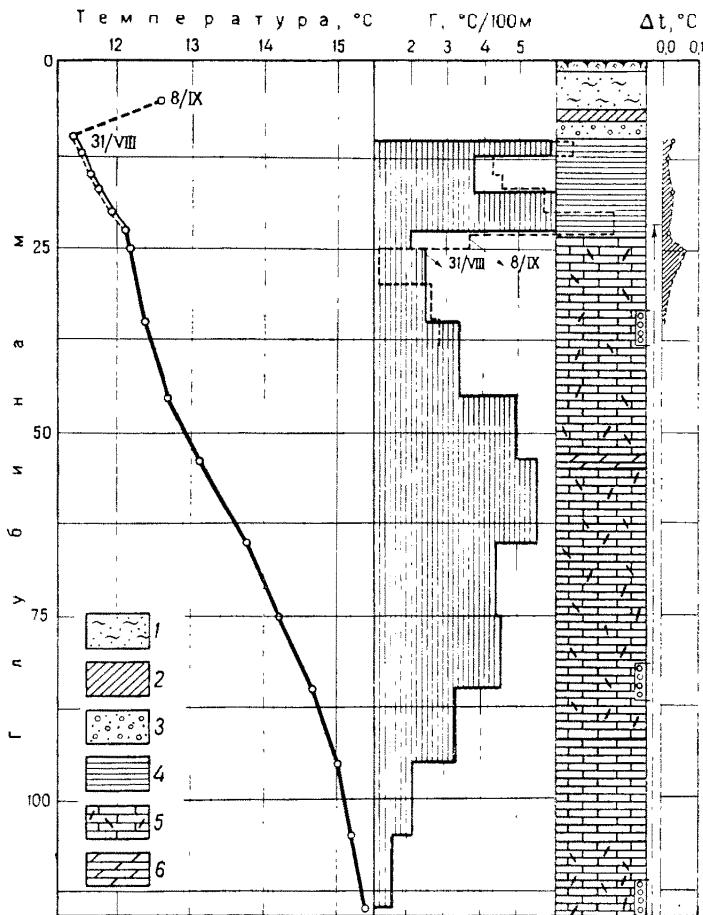


Рис. 27. Результаты прецизионных термометрических исследований по скв. 10-467, г. Кишинев (1973 г.)

1 — супесь; 2 — суглинок; 3 — песок с галькой; 4 — глина; 5 — известняк-ракушечник, трещиноватый; 6 — мергель плотный

конвекцией. Допустим вначале, что уменьшение градиента температуры с глубиной происходит в связи с ростом теплопроводности известняков в этом направлении. Тогда в интервале 105—115 м теплопроводность известняков должна была бы возрасти до $1,15 \cdot 10^{-2}$ кал/см·с °C ($\lambda = q/\Gamma = \frac{1,84 \cdot 10^{-6}}{1,60 \cdot 10^{-4}}$), т. е. более чем в три раза. Для одинаковых по возрасту и литологическому составу пород в пределах одного узкого участка это маловероятно. Остается допустить вторую возможность — тепло в этом (нижнем) интервале переносится дополнитель но с подземными водами. Для количественной оценки этой части тепла будем

считать, что зафиксированный в интервале 45—65 м тепловой поток является суммарным, а теплопроводность нижнелесарматских известняков по разрезу примерно одинаковая. Тогда в интервале 65—85 м молекулярный тепловой поток будет равен $1,56 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с, а разница (перенос тепла конвекцией) составит $0,28 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с ($1,84 - 1,56$) *. Зная перепад температур на границах интервала из выражения $q_{\text{кв}} = u c_0 \rho_0 t$, можно оценить необходимую для этого скорость фильтрации (0,028 см/сут). Аналогичным образом находим, что ниже, в интервале 105—115 м, кондуктивная составляющая падает до $0,56 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с, а конвективная возрастает до $1,28 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с, что может быть обусловлено увеличением скорости фильтрации до 0,69 см/сут.

Таким образом, анализ экспериментальных данных в различных районах и с различных позиций показывает, что количество тепла, выносимого подземными водами, не только соизмеримо с молекулярным тепловым потоком даже в платформенных областях, но в отдельных случаях и превосходит его.

Г л а в а VI

ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Гидрогеотермическая зональность проявляется в том или ином пространственном распределении абсолютных значений температуры или режима температуры подземных вод и вмещающих пород, подчиняющихся определенной закономерности. Гидрогеотермическая зональность может отражать закономерности изменения температуры пород и вод как региональные (в плане), так и в разрезе (по вертикали). Оба вида зональности тесно взаимосвязаны и дополняют друг друга. Если карта геоизотерм на какой-нибудь глубине или срезе отражает двухмерное геотемпературное поле определенной территории, то серия таких карт для разных глубин дает представление о дискретном поле температур в разрезе. Семейство геоизотерм на профиле дает более полную информацию о таком двухмерном поле температур в разрезе. Гидрогеотермическая зональность, кроме того, может также отражать закономерности распределения температуры на какой-то момент времени (мгновенное) и за какой-то период (режим температуры). Поскольку региональные закономерности распределения температур рассмотрены в предыдущей главе, кратко коснемся характеристики схем гидрогеотермической зональности, в основу которых положены крупные таксономические единицы.

1. ГИДРОФИЗИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Известно несколько попыток увязки закономерностей изменения температуры в земной коре с изменением физических свойств воды, насыщающей породы. Наиболее полной представляется схема, базирующаяся на представлениях В. И. Вернадского и названная авторами гидрофизической зональностью («Тепловой режим недр СССР», 1970). Ф. А. Макаренко и его ученики

* Этот подход отличается от рассмотренного ранее для Пришятской впадины тем, что предполагается перенос тепла с водой только по вертикали и полное отсутствие выноса его по водоносному пласту, что должно приводить к минимально возможным оценкам конвективной составляющей.

приняли в основу зональности термодинамические рубежи, разделяющие подземную гидросферу на зоны с различными фазовыми и структурными состояниями воды. Таких рубежей, или критических точек температуры, выбрано три: точка замерзания воды, точка ее кипения и точка перехода паров воды в газ. Поскольку фазовое состояние и структура воды зависят не только от температуры, но также от давления и минерализации, то в количественном отношении эти рубежи являются условными, а мощность трех выделенных гидрофизических зон — гипотетической.

Первая гидрофизическая зона или зона «твёрдой воды» выделяется авторами выше геоизотермы, соответствующей температуре фазового равновесия в системе вода — лед при существующих в земной коре давлениях и минерализации природных растворов. Глубина залегания подошвы зоны увеличивается от нуля до 1 км. Южная граница этой зоны проводится по линии распространения области многолетней мерзлоты. Здесь она не только отличается незначительной мощностью, но и нестабильностью своего существования как во времени, так и по площади. К северу возрастает мощность зоны, а также стабильность ее существования. Фактическая температура в этой гидрофизической зоне колеблется от 0 до -15°C , а давление от $1 \cdot 10^5$ до $250 \cdot 10^5$ Па, в связи с чем допускается здесь существование и переохлажденных жидкых рассолов при преобладании твердого состояния воды.

Вторая гидрофизическая зона или «зона жидкой воды» выделяется между геоизотермами, соответствующими условиям фазовых переходов для природных растворов лед — вода и вода — пар. Верхняя граница зоны проводится ниже зоны аэрации, а общая ее мощность увязывается с мощностью литосфера. Температура во второй гидрофизической зоне колеблется от точки замерзания до точки кипения (практически до критической температуры). Давление изменяется от $1 \cdot 10^5$ до $9 \cdot 10^8$ Па. В пределах второй зоны допускается еще перемещение подземных вод и их участие в общем круговороте вод с расслоением на зоны с различной активностью водообмена, определяемой положением основных базисов дренирования — «уровнем океана, эрозионными врезами в пределах суши».

Третья гидрофизическая зона или «зона газообразной воды» делится авторами на три подзоны. К подзоне III a они относят зону аэрации с насыщенным водяным паром, а также паровые струи вулканических районов (с температурами ниже критической). К подзоне III b относятся глубинные части палеозойских и мезозойских структур, насыщенные парами с температурами от критической до 700°C и, наконец, к подзоне III c — участки кайнозойских структур с парами при температуре выше 700°C . Считается наиболее вероятным, что в глубинных частях литосферы все многообразие видов воды сводится к существованию конституционных и свободных газообразных вод, а в подкоровых пространствах — к свободным, уплотненным до степени жидкости флюидам.

2. ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПО УСЛОВИЯМ РЕЖИМА

В разрезе по характеру режима температуры в недрах Земли можно выделить две крупные зоны — гелиотермозону и геотермозону. Сейчас это двухчленное деление общепринято. Однако относительно границы между ними имеются неясности и разногласия. Некоторые исследователи мощность гелиотермозоны

увязывают с мощностью слоя годовых теплооборотов и подошвой его считают глубину залегания «нейтрального слоя». Принятие этой точки зрения, более распространенной среди специалистов, приводит к противоречиям. Так экспериментально установленный факт наличия гармонических изменений температуры ниже «нейтрального слоя» требует либо включения и этих горизонтов в гелиотермозону, либо доказательств того, что эти изменения не связаны с периодическими колебаниями температуры на поверхности. Поскольку попытки доказать последнее даже не предпринимались из-за их очевидной обреченности, остается принять, что мощность гелиотермозоны превышает мощность слоя годовых теплооборотов, а отождествление этих двух понятий приводит к образованию ненужного синонима. Гелиотермозона поэтому должна включать не только слой годовых теплооборотов, но все слои переменных температур, существование которых обусловлено гаммой основных климатических циклов, самый длинный из которых равен галактическому году, т. е. примерно 200 млн. лет. Мы называем гелиотермозоной верхнюю оболочку Земли, в пределах которой температурный режим пород и насыщающих их подземных вод находится под влиянием Солнца и Космоса в любой степени и форме. Мощность зоны зависит от многих факторов, но главным является время. В масштабах геологической истории Земли мощность гелиотермозоны совпадает с мощностью зоны теплового оттока, выделяемой геофизиками. Однако, принимая во внимание сложность и общую слабую изученность проблемы, в настоящее время рассмотрение гелиотермозоны целесообразно ограничить лишь верхней ее частью, мощность которой определяется влиянием вековых климатических циклов и совпадает в целом с мощностью развития осадочной оболочки земной коры и разделяющими ее выступами фундамента с приуроченными к ним водоносными горизонтами. В этой подзоне плановая геотемпературная зональность в целом подчиняется климатической зональности из-за сохраняющего свою силу притирания температуры, полученного на уровне «нейтрального слоя». Собственно геотермозона, верхняя граница которой проводится нами гипотетически ниже подошвы земной коры, полностью выпадает из сферы внимания гидрогеологов и является предметом изучения геофизиков.

Анализируя данные, приведенные в предыдущих главах, приходим к выводу, что общая схема гидрогеотермической зональности должна учитывать закономерности температурного режима стратисфера, формирующиеся под влиянием как кондуктивного теплообмена, так и конвективного. В приводимой сводной схеме (табл. 38) средние глубины залегания подошвы различных слоев даются с учетом указанных двух видов теплопередачи. При общей характеристике гидрогеотермического режима мощность гидрогеотермических слоев на участках закрытого типа режима определяется закономерностями кондуктивного теплообмена, а при открытом типе закономерностями конвективного теплообмена. При комбинированном типе общая мощность слоев определяется положением базисов эрозии, а в пределах водоупоров — закономерностями теплообмена кондуктивным путем (рис. 28). Как видим, учет конвективного теплообмена по водоносным горизонтам приводит к значительному увеличению мощности гидрогеотермических слоев (поясов). Пределы роста их мощности увязываются с положением соответствующих базисов эрозии.

В 30-х годах нынешнего столетия в связи с установлением общей гидрогеодинамической зональности отмечалось, что выдвигаемые в качестве границ

Таблица 38

Общая схема гидротермической зональности по условиям режима температуры пород и подземных вод

Слои переменных температур	Период колебаний на поверхности Земли	Мощность слоев переменных температур (глубина залегания подошвы слоев) *								
		Закрытый тип гидротермического режима				Открытый тип гидротермического режима				
		$\Delta t_x = 0,10$	$\Delta t_x = 0,01$	$\Delta t_x = 0,10$	$\Delta t_x = 0,01$	$\Delta t_x = 0,10$	$\Delta t_x = 0,01$	$\Delta t_x = 0,10$	$\Delta t_x = 0,01$	
М е т р ы										
Суточных	Сутки	0,7	0,9	$v = 2 \cdot 10^{-3}$	$v = 5 \cdot 10^{-3}$	см/с		Местный базис эрозии. Зона весьма активного водообмена		
Годовых	Годы	13,6	18,7	$v = 5 \cdot 10^{-5}$	$v = 1 \cdot 10^{-4}$			Региональный базис эрозии. Зона активного водообмена		
Многолетних		11	28	$v = 5 \cdot 10^{-6}$	$v = 1 \cdot 10^{-5}$			Планетарный базис эрозии. Зона замедленного водообмена		
		35	50	45	69	72	116			
		80	77	123	280	448	1360	536	2180	
К и л о м е т ы										
Многовековых		$2 \cdot 10^4$	1,5	2,2	1,5	2,2	$1 \cdot 10^{-8}$	$v = 5 \cdot 10^{-8}$	Ниже планетарного базиса эрозии. Зона весьма замедленного водообмена	
		$4 \cdot 10^4$	2,1	3,1	2,1	3,1	2,6	3,9		

* Мощность слоев переменных температур вычислена при $a = 0,005 \text{ см}^2/\text{с}$; $2\Delta t = 30^\circ \text{ С}$ для суточных периодов, 50° С для годовых, 5° С для многолетних и 10° С для многовековых периодов.

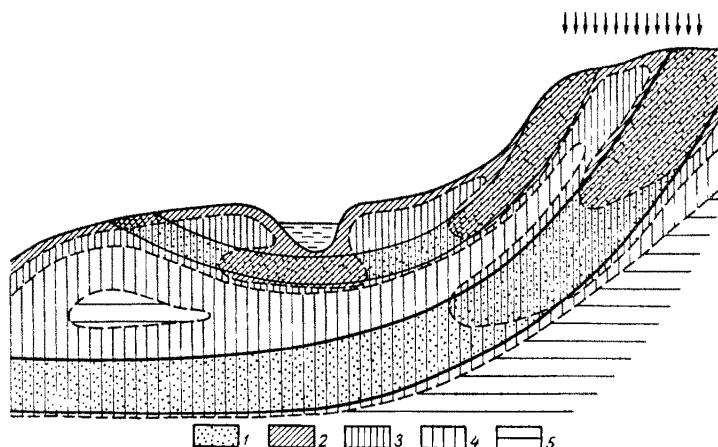
разделов между тремя гидротермическими зонами (активного водообмена, замедленного и относительного покоя) местный и региональный базисы эрозии должны влиять на весь комплекс природных факторов в пределах водоносного пласта (Личков, 1948 г.; Макаренко, 1948 и др.). Механизм этого процесса относительно температурного режима оставался, однако, неясным, хотя целым рядом исследователей устанавливались все новые факты взаимосвязи между распределением и режимом температуры в водоносных горизонтах, с одной стороны, и его гидротермическим режимом — с другой. В частности, уменьшение гидротермического градиента с ростом активности водообмена отмечалось многими гидротермологами почти повсеместно.

На основании многолетних натурных гидрогеотермических исследований нами был сделан общий вывод о зависимости и значительном росте мощности слоев переменных температур от активности водообмена, на основании чего в 1962 году была предложена приведенная выше схема гидрогеотермической зональности, которая учитывала основную гамму поверхностных циклов, а также не только теплопередачу по вертикали путем молекулярной теплопроводности, но и конвективный теплообмен по водоносным пластам.

В горно-складчатых районах, где превышения областей питания над областями разгрузки велики, роль конвективного теплообмена по водоносным пластам в передаче температурных колебаний имеет особенно большое значение. Было замечено, что сезонные температурные изменения отмечаются выше местного базиса эрозии, мощность слоя многолетних переменных температур удовлет-

Рис. 28. Схема гидрогеотермического режима верхних слоев земной коры.

1 — водоносные горизонты; 2 — слой суточных изменений температуры; 3 — то же, головых; 4 — то же, многолетних; 5 — то же, вековых



ворительно увязывается с региональным базисом эрозии, а слой вековых температурных изменений — с зоной весьма замедленного водообмена, залегающей выше планетарного базиса эрозии.

Зависимость температуры пород от климатической зональности в региональном плане четко видна на сводном графике термограмм по серии скважин, расположенных в меридиональном направлении по профилю Загорск — Ялта (Фролов, 1962 г.). Термограммы по южным скважинам занимают до глубины свыше 200 м правую часть графика (высокие температуры), а термограммы по северным скважинам расположены в левой части графика (низкие температуры). Аналогичный вид имеют графики с термограммами по скважинам горных районов, что было показано нами на примере Алмаатинского конуса выноса (Фролов, 1968). Однако здесь правую часть графика занимают уже термограммы по скважинам с минимальными высотами над уровнем моря и наоборот. Как в первом, так и во втором случаях па температурную зональность до глубин свыше 200 м оказывает влияние климатическая зональность широтная и высотная. Из графика (рис. 29) видно, что термограммы, располагаясь в порядке, строго зависящем от географической широты, сохраняют в общем параллельность до глубин более 1 км, а на ранее опубликованном графике (Фролов, 1966) мы это проследили до глубины 3 км. Естественно, что на таких глубинах роль геоло-

тических и гидрогеологических факторов резко возрастает. Тем не менее график, составленный для скважин, пробуренных в областях тектонически спокойных, показывает четкую зависимость регионального геотемпературного поля от климатической зональности на глубинах выше 1 км. Изучение гидрогеологических условий и геологической истории на участке каждой скважины показывает, что чем древнее структура и осадки, и чем ближе к области питания артезианского бассейна расположена скважина, тем круче термокривая (меньше

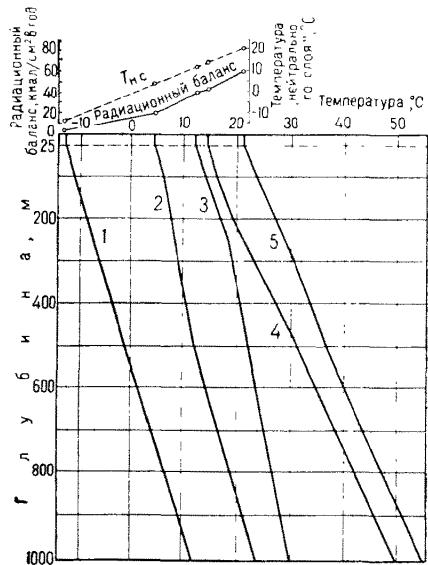


Рис. 29. Термограммы по скважинам платформенных областей.

1 — Нордвик (Якутия); 2 — Максимкин Яр (Зап. Сибирь); 3 — Вишневка (Молдавия); 4 — Индолъск (Крым); 5 — Лонг-Бич (США, Калифорния)

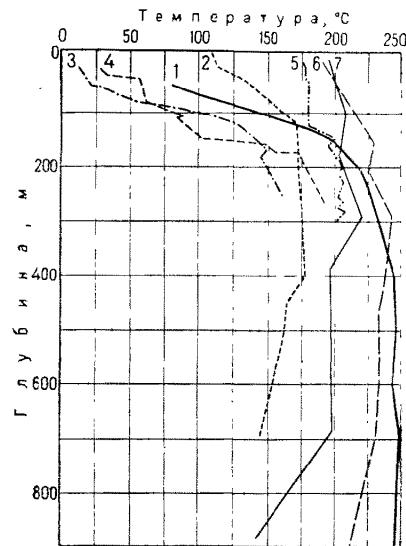


Рис. 30. Термограммы по скважинам некоторых вулканических районов мира

1 — Вайракей (Новая Зеландия); 2 — Пауякетка (Камчатка); 3 — Оникоба (Япония); 4 — Мацукава (Япония); 5 — Гейзеры (США, Калифорния); 6 — Лардерелло (Италия); 7 — Кастильоново (Италия)

геотермический градиент) и наоборот. Следовательно, максимальное расширение «пучка» книзу будет в том случае, если левые термограммы (северных районов) получены по скважинам, расположенным в пределах зоны активного водообмена на самых древних структурах (калевонская складчатость), сложенных плотными кристаллическими породами, а правые (южные районы) — по скважинам, вскрывшим зону весьма замедленного водообмена в пределах самых молодых (альпийская складчатость) структур, сложенных молодыми рыхлыми осадками с низкой теплопроводностью.

Если составить аналогичный график термограмм по скважинам, пробуренным в вулканических районах, где происхождение тепла в самых верхних слоях связывается с эндогенными процессами, то, несмотря на приуроченность скважин к различным климатическим зонам, никакой закономерной связи между температурой пород даже самых верхних слоев Земли и климатической

зональностью нам проследить не удается (рис. 30). Районы многолетней мерзлоты, согласно приведенным данным, не являются азональными, что подтверждает выводы П. Ф. Швецова (1959 г.). Значительное понижение температур в областях мерзлоты, в отличие от океанических районов, закономерно с падением величины радиационного баланса в этих районах.

Все это подтверждает также сделанные нами ранее выводы о том, что практически все артезианские бассейны до фундамента находятся под влиянием климатической зональности. Многолетние и вековые климатические циклы определяют температурную зональность практически всех артезианских бассейнов.

Г л а в а VII

ПАЛЕОГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И ПРОГНОЗ ТЕМПЕРАТУРЫ

На первый взгляд разные вопросы — реконструкция палеотемператур и прогноз температур — в гидрогеотермии теснейшим образом взаимосвязаны и имеют общую научно-методическую основу. В том и другом случаях рассматривается эволюция температуры для конкретного участка и глубины во времени. В первом — это ретроспективный взгляд, во втором — он направлен в будущее, но в обоих случаях, исходя из ранее сказанного, наиболее удобно использовать гармонический анализ. Однако надо оговориться, что такие прогнозы являются весьма приближенными, так как получить результатирующую кривую температуры от наложения многих температурных циклов чрезвычайно трудно не столько в силу технической сложности, сколько из-за слабой изученности происхождения и величины даже основных климатических циклов.

1. ПАЛЕОГИДРОГЕОТЕРМИЯ

Знание геотемпературного поля недавнего и весьма отдаленного прошлого необходимо при решении многих теоретических и прикладных задач в области геологии, гидрогеологии, геофизики. Спрос на палеогидрогеотермические реконструкции в последние годы быстро растет. Однако составление палеогидрогеотермических карт связано с огромными трудностями. Чем крупнее их масштаб, тем большие и точнее необходимо знать деталей из обстановки прошлого, которые, как правило, восстановить чрезвычайно трудно.

В общем виде можно сказать, что при реконструкции палеотемпературы конкретного пласта необходимо знать изменение во времени глубины его залегания, эволюцию во времени величины геотермического градиента, а также изменение палеоклимата за все время существования изучаемого пласта. О последнем факторе нередко забывают. Так в статье Н. В. Лопатина (1971 г.) «Температура и геологическое время как факторы углефиксации», например, максимальная палеотемпература на глубине 3–6 км в скважине Мюнстерланд 1, занижена по этой причине как минимум на 20° С. С учетом не только палеотемпературы «нейтрального слоя», но и того, что геотермический градиент в осадочных породах на начальной стадии значительно больше ($4,3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$),

максимальная палеотемпература на глубине 3—6 км в этой скважине могла быть около 160—290° С. Это отличается от приводимых в статье максимальных палеотемператур на 50—60° С. В то же время непосредственно в послеледниковое время температура пород всего разреза была ниже, чем зарегистрированная в наше время. Ввиду недостаточно высокой точности исходных данных и эти расчеты должны рассматриваться как приближенные. По-видимому, не всегда уточнение палеотемпературы будет иметь одинаково важное значение.

Несколько проще восстановление хода температуры и особенно экстремальных ее значений в геологическом прошлом для крупных территорий и для всей осадочной толщи в целом. Этот ход должен подчиняться ходу температуры на поверхности Земли в масштабах геологического времени. Самым длинным из известных климатических циклов является галактический год продолжительностью 200 млн. лет. Его влияние на режим температуры Земли четко проявляется по крайней мере в трех хорошо известных великих планетарных оледенениях: вендском, верхнекаменноугольном и антропогеновом, отстоявшими друг от друга примерно на 250—300 млн. лет (длина периода), а продолжавшихся примерно по 30—50 млн. лет каждое. Можно также с уверенностью утверждать, что после каждого из этих оледенений наступало глубокое охлаждение верхних слоев земной коры. Однако из последних 550 млн. лет наша планета более 90% времени была свободна от полярных льдов, в связи с чем следует вывод, что нынешнее состояние Земли с наличием ледяных панцирей на полюсах и многолетнемерзлых пород в высоких широтах является в геологической истории не более как эпизодом.

Если среднюю мощность осадочной толщи принять равной 3 км, то экстремальные значения поверхностных температур дойдут к ее подошве с опозданием примерно на 10 млн. лет, а это значит, что через указанное время после каждого из перечисленных планетарных оледенений температура осадочной толщи понижается как минимум на 10° С от среднего своего значения за все геологическое время и на 20° С от максимального*. Поскольку точность определения времени существования вендского и верхнекаменноугольного великих оледенений того же порядка, что и длительность их существования, а также время запаздывания прохождения температурной волны до 3 км, то в грубом приближении для осадочной толщи временем запаздывания можно пренебречь и допускать, что верхние слои земной коры отличались самой низкой температурой за всю геологическую историю в периоды, совпадающие с великими оледенениями на поверхности.

В промежутки времени, отстоящие на половину периода от указанных великих оледенений, т. е. в периоды наступления галактического лета, наоборот, теоретически должны были наблюдаться максимумы температуры осадочной толщи. Таких больших максимумов за последние 550 млн. лет должно было быть два: один 400—425 млн. лет назад, примерно в девоне, а второй 125—150 млн. лет примерно в мелу. Это предположение прекрасно увязывается с геологическими данными. Именно в девоне и мелу имели место трансгрессии,

* Надо учитывать при этом изменения мощности самой осадочной толщи за геологическое время.

которые относятся к наиболее крупным в истории Земли. Правда эти трансгресии связывают с погружениями материков, но можно также предположить, что поднимался уровень Мирового океана в связи с исчезновением полярных льдов. Как известно, в период максимального четвертичного оледенения 20 тыс. лет назад, например, уровень Мирового океана понижался на 100—145 м, а в периоды межледниковых поднимался на 15—20 м, а по некоторым данным даже на 70—80 м выше современного. Как видим, максимальный размах в колебаниях уровня Мирового океана только за счет образования и таяния ледников превышает 200 м.

Весьма любопытно, что вычисленное в общем-то приближенно время наступления галактического лета совпадает с действительно имевшими место в геологической истории глобальными потеплениями. Так, например, по данным изучения палеофлоры точно установлено, что именно в девоне был жаркий влажный климат (Синицын, 1967), а в мелу пышная древесная флора, включавшая хлебное дерево, произрастала даже в Гренландии (Боузен, 1969). Нынешняя галактическая зима, визитной карточкой которой являются недавние крупные оледенения, как отмечалось нами, смягчена, вероятно, наложением на синусоиду галактического периода более коротких циклов, верхние экстремумы которых совпали с нашим временем. Так, максимум уже упоминавшегося, например, 600-летнего цикла, приходится на 1925 г., последний минимум отмечался в 1620 г., когда замерзло даже Средиземное море у Генуи. Именно этому обстоятельству мы многим обязаны, так как галактическая зима смягчена по крайней мере на 10° С не только максимумом 600-летнего цикла, но и 20-тысячелетнего, минимум которого отмечен последним оледенением, закончившимся 10 500 лет назад. Наконец, если учесть, что на вторую половину нашего века приходится и кульминация 100-летнего цикла, то прибавка в 10° С, по-видимому, не будет завышенной. Много это или мало? Снизить среднегодовую температуру воздуха или температуру «нейтрального слоя» в Москве на 5° С это равнозначно ее перемещению вдоль меридиана к северу на широту Мурманска, а при повышении на те же 5° С Москва окажется на широте Азовского моря (см. рис. 26). Если же температуру увеличить не на 5° С, а на 10° С, то Москва окажется в субтропиках на широте Колхиды.

Согласно приведенным ранее данным (см. главу III), последнее планетарное похолодание или галактическая зима начались в конце палеогена 30 млн. лет назад, ледниковая эпоха началась 5 млн. лет назад, а лед в Арктике существует лишь 150 000 лет. Последнее малое оледенение (Осташковское) существовало 20—10,5 тыс. лет назад и если это оледенение следствие 20-тысячных циклов, то сейчас заканчивается его теплый полупериод. Можно ли все эти факты из последнего этапа геологической истории Земли использовать для реконструкции палео- и современной гидрогеотермической обстановки так, чтобы это не противоречило известным фактам?

На приведенном рисунке всем перечисленным выше соображениям и фактам больше всего удовлетворяют кривые распределения температуры, указанные под номерами от 5 до 8 включительно (рис. 31), характеризующие распределение температуры в холодный полупериод. Как видим, распределение этих кривых во времени напоминает распределение термограмм в широтном направлении, т. е. в пространстве в нынешнюю эпоху, так как происхождение такого распределения имеет общие корни.

Поскольку галактическая зима существует уже около 30 млн. лет (с начала похолодания в конце палеогена), т. е. близка к своему окончанию, то наиболее подходящей из перечисленных кривых для этого времени является кри-
вая распределения температуры 8*. Если это так, то температура верхних слоев

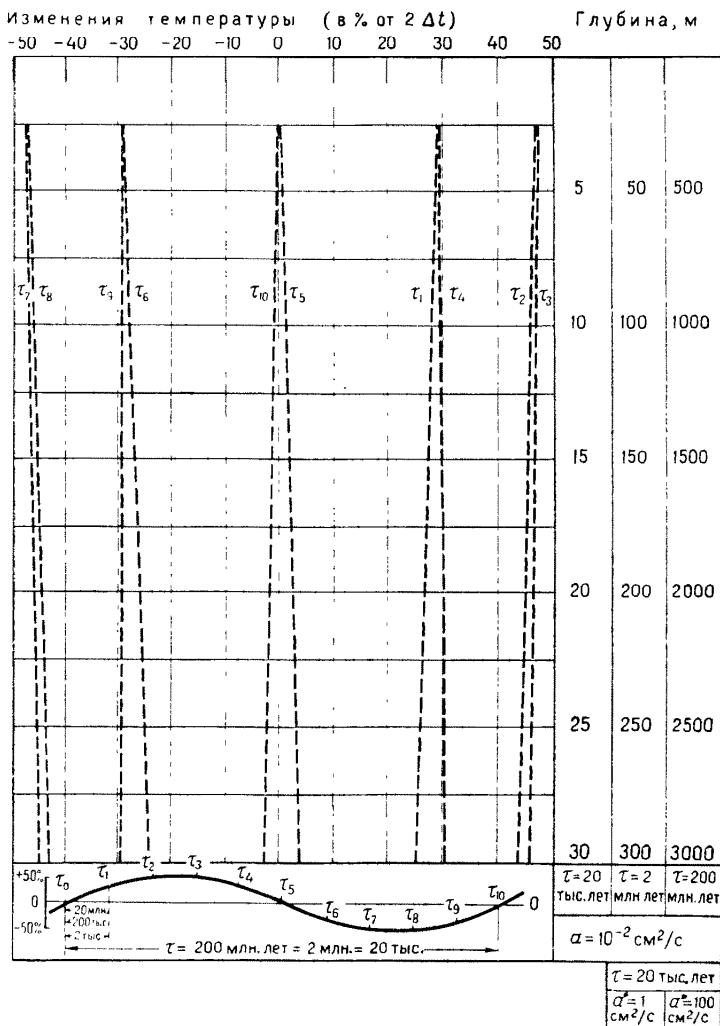


Рис. 31. Закономерности изменения температуры во времени в пределах стратисфера под влиянием длинноperiодных поверхностных гармонических колебаний температуры

земной коры до 3 км в настоящее время характеризуется самыми низкими зна-
чениями за всю геологическую историю. Однако это было бы справедливо в том
случае, если бы тепло в верхней оболочке земной коры передавалось только
молекулярным путем (мы приняли $\alpha = 10^{-2} \text{ см}^2/\text{с}$). Поскольку в действитель-

* Без учета тепла от радиоактивного распада и без наложения более коротких циклов градиент температуры получается ниже регистрируемых на щитах примерно в 30 раз.

ности это может иметь место только на щитах, то и сделанный вывод применим только к ним. А ведь кристаллические щиты в современную эпоху действительно «холоднее» окружающих их впадин, заполненных осадочными породами. Этот факт ранее не удавалось объяснить с позиций преимущественного влияния глубинного теплового потока на тепловой режим верхней оболочки земной коры. Ведь в этом случае кристаллический щит, породы которого обладают более высокой теплопроводностью, чем осадочные, должен был бы быть, наоборот, теплее впадин. Таким образом, выбранный подход не только не противоречит известным фактам, но и помогает найти объяснение существующим парадоксам.

Но почему окружающие впадины оказались теплее? Дело в том, что в их пределах, как теперь это установлено точно, тепло передается не только молекулярным путем, но и конвективным. Что дает учет этого? Выше было отмечено, что последний отрезок геологической истории, измеряемый 10,5 тыс. лет, относится к теплому полупериоду 20-тысячного климатического цикла. А этот цикл оказывает точно такой же эффект на распределение температуры в недрах Земли до 3 км, что и цикл в 200 млн. лет в том случае, если тепло будет передаваться не только молекулярным, но и конвективным путем. Результаты воздействия совпадут полностью при замене коэффициента молекулярной температуропроводности, величина которого была принята нами равной 10^{-2} см/с на коэффициент молекулярно-конвективной температуропроводности, равный 10^2 см 2 /с, что для верхней осадочной оболочки земной коры отнюдь не является завышением (см. рис. 20). Поскольку в последние 10,5 тыс. лет (после оледенения) отмечено повышение температуры примерно на 10°C , то впадины благодаря конвективному теплообмену прогревались быстрее и термограммы в их пределах оказались соответственно сдвинутыми вправо. Больше всего соответствуют этому ходу рассуждений кривые 5 и 6 как на графике режима, так и на синусоиде (см. рис. 31). Можно даже оценить количественно величину сдвига вправо во впадинах, которая между кривыми 6 и 8 составит 18%, а между кривыми 5 и 8 — 48%. Если для циклов в 20 тыс. лет величина $2\Delta t = 10^\circ\text{C}$, то в пересчете на температуру сдвиг составит 1,8 и $4,8^\circ\text{C}$. На составленной нами ранее карте геоизотерм для глубины 250 м (см. рис. 23) Украинский щит холоднее окружающих впадин на $1-3^\circ\text{C}$, что подтверждает окончание теплого полупериода 20-тысячного цикла и вступление его в холодный полупериод (кривая 6 на рис. 31). И все же эти выводы находятся лишь на уровне гипотезы главным образом из-за чрезвычайно сложного механизма взаимодействия, с одной стороны, многих циклов температуры, а с другой — различных форм теплообмена в зависимости от геолого-гидрогеологических особенностей района. Так, на упоминавшемся уже нами рисунке (см. рис. 31) видно, что при одинаковых теплофизических свойствах пород один и тот же эффект на распределение температуры циклы различной длительности могут оказывать лишь на различных глубинах (с увеличением длительности цикла на два порядка он оказывает аналогичное воздействие на глубинах в десять раз больше). Если же условия теплообмена на остаются постоянными, то одинаковое воздействие может оказать один и тот же цикл на глубинах в десять раз больше, если коэффициент молекулярно-конвективной температуропроводности возрастет в 100 раз (см. рис. 21).

Из сказанного следует целый ряд выводов, степень важности которых могут оценить специалисты соответствующих направлений:

— современная эпоха характерна для кристаллических щитов температурами, близкими к минимальным за всю геологическую историю. Максимальные температуры за это время на щитах превышали современные на 20—30° С. Процесс этот имеет глобальный характер и подчиняется периодическому циклу, в связи с чем верхняя оболочка земной коры под влиянием периодических изменений температуры «дышит», то сжимаясь, то расширяясь. Причем из-за неодинаковой теплопроводности и различной доли участия конвекции в разных районах «дыхание» имеет асинхронный характер. Кристаллические щиты из-за слабого водообмена и в связи с этим низкой роли конвекции являются более инерционными системами, несмотря на более высокую теплопроводность кристаллических пород;

— если в первом приближении принимать континенты однородными по теплофизическим и фильтрационным свойствам, то они должны были бы на протяжении геологической истории «дышать» за счет глобальных изменений температуры, делая каждые 100—150 млн. лет «выдох» (галактическое лето, эпоха расширения и поднятия), а затем «вдох» (галактическая зима, эпоха сжатия). Так, если в Северной Америке общей площадью примерно 20 млн. км² (без островов) принять среднюю мощность земной коры равной 35 км, то при объеме 7×10^8 км³ с повышением температуры на 20° С (период 200 млн. лет на поверхности, $2\Delta t = 30^\circ\text{C}$, на глубине 17,5 км $2\Delta t = 19,5^\circ\text{C}$) при коэффициенте теплового расширения $5 \cdot 10^{-5}$ град⁻¹ прирост объема составит 700 тыс. км³. Полный период в 200—300 млн. лет условно можно разделить на четыре равных этапа или эпохи в 50—75 млн. лет. Допуская, что периоды сжатия или расширения происходят только в эпохи экстремальных значений температуры, а две другие эпохи являются переходными, когда состояние блоков земной коры близко к равновесию, получим среднюю скорость расширения или сжатия, равную соответственно 180 и 120 мм в 100 лет.

2. ПРОГНОЗ ТЕМПЕРАТУРЫ

Методика прогноза температуры недр Земли зависит от заблаговременности и глубины залегания толщи пород или водоносного слоя, для которых составляется прогноз. При краткосрочных прогнозах (до года) предсказание закономерностей изменения температуры во времени имеет значение для самых верхних слоев земной коры. Для глубин, измеряемых десятками и сотнями метров, большее значение имеет прогноз закономерностей изменения температуры в пространстве. Важно также отметить, что поскольку температура пород и питающих их подземных вод изменяется, как правило, очень мало даже в течение года, не говоря уже о суточных колебаниях, то прогноз режима температуры подземных вод имеет не столь важное практическое значение, как, например, прогноз режима уровня подземных вод. Тем не менее, в ряде случаев совершенно необходимо знать даже весьма незначительные возможные изменения температуры. Особенно существенное значение это приобретает в последние годы в связи с размещением в верхних слоях Земли важной и дорогостоящей аппаратуры, чувствительной к малейшим изменениям температуры. Кроме того, местами температура подземных вод может меняться в более широком диапазоне, чем это свойственно водоупорным породам, залегающим на тех же глубинах. Особенно большие изменения температуры могут наблюдаться

на участках, сложенных хорошо проницаемыми породами, в случае непосредственной связи подземных вод с поверхностными. При этом изменения температуры приобретают значение уже при различных гидрогеодинамических расчетах, так как в связи с изменением температуры изменяется вязкость воды, а следовательно, и скорость фильтрации.

При изменении температуры, например, на 25°C скорость фильтрации изменяется на 100%. Это должно иметь существенное значение уже и при оценке запасов подземных вод. Для примера укажем, что в пределах Алмаатинского предгорного конуса выноса у р. Малая Алмаатинка на глубине 25–39 м температура подземных вод, по данным наших исследований в 1966–1967 гг., в течение года изменялась на 15°C , в связи с чем запасы подземных вод будут изменяться более чем на 50% только в зависимости от того, в какое время года проводили опытные откачки.

Когда район сложен плотными водоупорными породами, распределение температуры в пределах верхних слоев описывается известным уравнением Фурье (21). Графики распределения температуры, построенные с его помощью (см. рис. 21), позволяют оценить температуру на любой глубине и на любой момент времени.

Сложнее прогнозировать температуру подземных вод ввиду сложности учета комплекса геотермических, физико-географических, геологических и гидрогеоло-

Таблица 39

Изменения температуры ($^{\circ}\text{C}$) во времени на различных этажах стратисферы под влиянием климатических циклов различной длины

Глубина, м	Закрытый тип гидрогеотермического режима						Открытый тип гидрогеотермического режима					
	Годовые циклы	Многолетние циклы, лет			Многовековые циклы, лет			Годовые циклы	Многолетние циклы, лет			
		11	35	80	20 тыс.	40 тыс.	11		11	35	80	
25	0,00	0,17	0,7	1,4	9,2	9,4	0,04	31,0	1,3	3,8	4,6	
250	—	0,00	0,00	0,00	4,5	5,7	0,00	0,45	0,00	0,3	2,5	
500	—	—	—	0,00	2,4	3,3	0,00	—	—	0,02	1,2	
1000	—	—	—	0,00	0,4	1,1	—	—	—	0,00	0,3	
2000	—	—	—	0,00	0,02	0,12	—	—	—	—	0,02	
3000	—	—	—	—	0,00	0,04	—	3,3	—	—	0,00	

Примечание. В числениях проводились при: $a = 5 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$; $2 \Delta t = 50^{\circ}\text{C}$ (для годовых циклов), 5°C (для многолетних) и 10°C (для многовековых); $v = \frac{1 \cdot 10^{-5}}{1 \cdot 10^{-4}} \text{ см}/\text{с}$.

тических условий. Методика, рекомендованная, например, Ф. М. Бочевером и А. Е. Орадовской (1964 г.), для практического использования неудобна как из-за своей громоздкости, так и из-за сложности учета различных коэффициентов. Прогноз же температуры подземных вод в итоге является весьма приближенным ввиду ряда допускаемых в процессе решения упрощений (не учитывается, например, проникновение поверхностной температурной волны в водоносный пласт по вертикали).

В условиях открытого типа гидрогеотермического режима при наличии инфильтрации распределение температуры по глубине во времени описывается

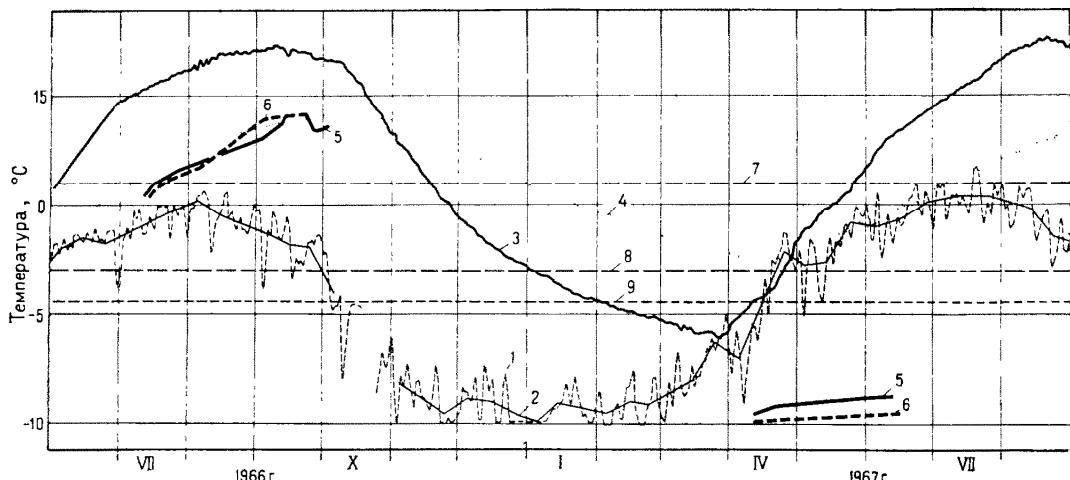


Рис. 32. Режим температуры воды в р. Малая Алматинка на посту «Дамба» (1 — среднесуточная; 2 — среднегодовая), почвы (3 — среднесуточная на глубине 1,6 м на метеостанции ГМО, 4 — то же, на глубине 3,2 м) и пород в скв. 221 (5 — на глубине 37,5 м, 6 — на глубине 25,0 м); среднегодовая температура почвы на глубине 3,2 м (7), воды в реке у скв. 221 (8) и у поста «Дамба» (9)

упоминавшимся уравнением Столмана (Stallman, 1965), которое при скорости фильтрации, равной нулю, переходит в уравнение (21). Следует отметить, что уравнение Столмана применимо с рядом оговорок, из которых наиболее существенные заключаются в том, что инфильтрация должна быть постоянной, равномерной, сплошной и только вдоль оси x , т. е. совпадать с направлением передачи тепла. В действительности условия инфильтрации сложнее, особенно в трещиноватых породах. Кроме того, теплофизические свойства пород также неоднородны и изменяются с глубиной. В связи с этим прогноз режима температуры сложен, а точность его невелика (табл. 39).

Упростить технику прогноза можно в том случае, если пользоваться обобщенными параметрами температуропроводности, получаемыми опытным путем при натурных исследованиях режима температуры в скважинах. В этом случае для приближенных расчетов можно пользоваться уравнением (21) как при молекуларном, так и при конвективном теплообменах. Темпы передачи температуры в последнем случае определяются не коэффициентом температуропровод-

ности пород, а обобщенным или эффективным коэффициентом молекулярно-конвективной температуропроводности водоносного пласта, который вычисляется по одной из приведенных формул (26—29). Там же (глава IV) приводятся его возможные значения, вычисленные с учетом набора возможных в природе значений скорости фильтрации и теплофизических свойств горных пород. По этим данным составлены полулогарифмические графики зависимости между коэффициентом температуропроводности скелета породы, скоростью фильтрации подземных вод и коэффициентами затухания для суточного периода и годового. С практической точки зрения, однако, целесообразно пользоваться этими

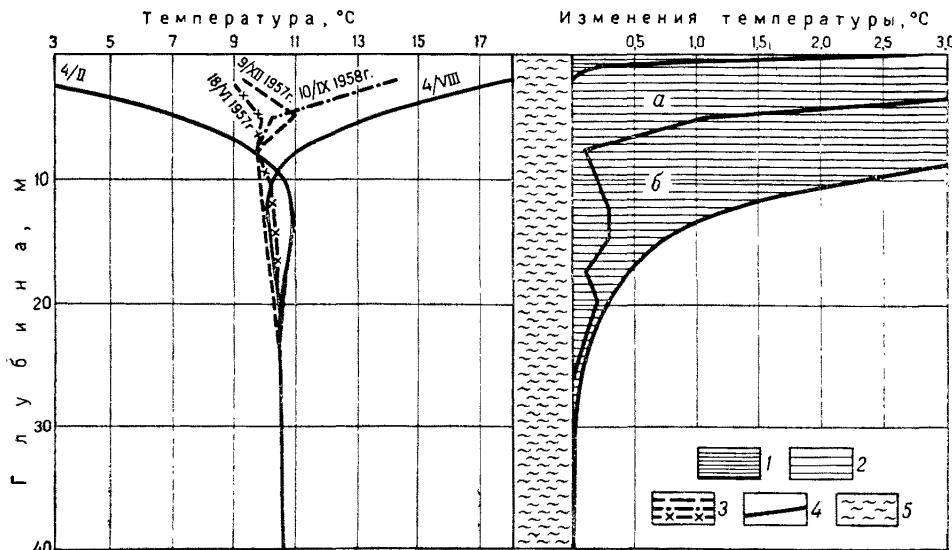


Рис. 33. Прогноз режима температуры в скважине с. Высока Молдавской ССР (платформа)
 1 — суточные изменения температуры (прогнозные); 2 — годовые изменения температуры (*a* — фактические по неполным данным, *b* — прогнозные); 3 — термограммы фактические; 4 — термограммы прогнозные (параметры для прогноза: $t_{H_c} = 10,4^\circ\text{C}$; $2 \Delta t_{\text{год}} = 23^\circ\text{C}$; $2 \Delta t_{\text{сут}} = 15^\circ\text{C}$; $a = 0,018 \text{ см}^2/\text{с}$; $K_{\text{сут}} = 0,045 \text{ см}^{-1}$, $K_{\text{год}} = 2,36 \cdot 10^{-3} \text{ см}^{-1}$); 5 — глины

графиками для определения скорости инфильтрации по коэффициентам затухания (см. главу X).

Для приближенного прогноза температуры можно пользоваться коэффициентом затухания, который определяется по двум замерам температуры в периоды экстремумов. В скв. 221, расположенной на Алмаатинском конусе выноса, прогноз давался с помощью молекулярно-конвективного коэффициента температуропроводности, который был получен по данным наблюдений за режимом температуры лишь в течение суток. Нужен был прогноз для правильного выбора времени полевых исследований (в моменты экстремумов). Как видим (рис. 32), время было выбрано достаточно точно. На глубине 37,5 м, например, в летне-осенний период прохождение верхнего экстремума прослеживается особенно четко.

В скважине с. Высока Молдавской ССР исходные параметры для прогноза были получены по данным трехразовых замеров и по ним рассчитаны кривые распределения температуры на два момента времени (февраль и август), а также характер затухания в глинах суточной и годовой температурных волн (рис. 33). Аналогичный прогноз был сделан и для скв. 240 Алмаатинского конуса выноса, с той, однако, разницей, что в последнем случае мы оперировали уже коэффи-

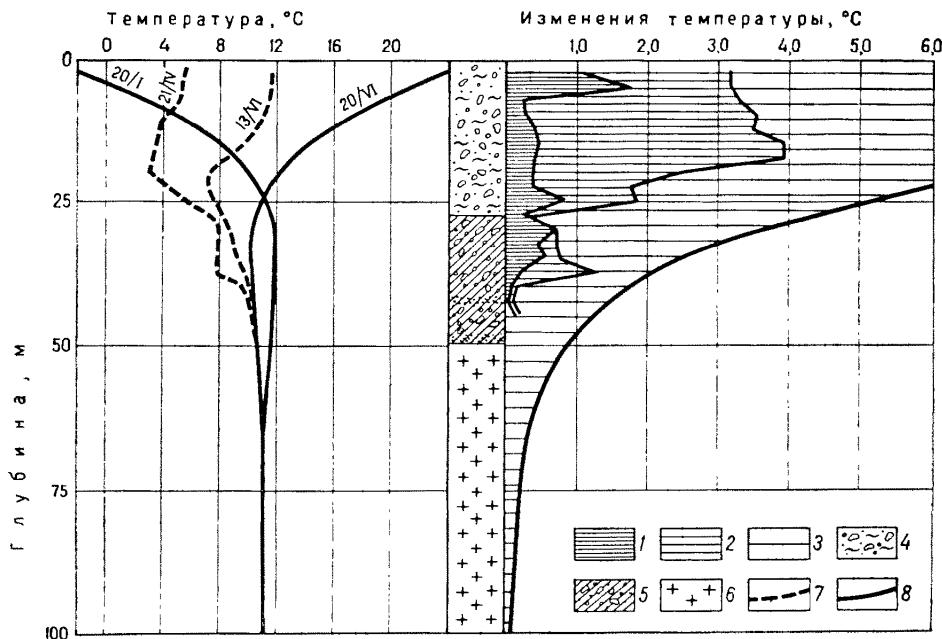


Рис. 34. Прогноз режима температуры в скв. 240 (Алмаатинский конус выноса).

1 — изменения температуры суточные (фактические); 2 — то же, месячные (фактические); 3 — то же, годовые (прогнозные); 4 — валунно-галечник, заполнитель — песок; 5 — галечник с валунами, заполнитель — суглинок; 6 — гранодиориты; 7 — термограммы фактические; 8 — термограммы прогнозные (параметры для прогноза: $2 \Delta t_{\text{воздух}} = 30,4^\circ \text{C}$; $t_{\text{н. с.}} = 11,0^\circ \text{C}$; $a^* = 0,20 \text{ см}^2/\text{с}$; $K_{\text{год}}^* = 7,07 \cdot 10^{-4} \text{ см}^{-1}$)

циентом молекулярно-конвективной температуропроводности, превышавшем на порядок коэффициент молекулярной температуропроводности в скважине с. Высока, что, впрочем, не меняло техники расчета (рис. 34).

Для глубоко залегающих пород и подземных вод, в пределах которых температура во времени практически стабильна, прогноз температуры ограничивается определением ее абсолютного значения. Оно определяется из начальных приращений на уровне «нейтрального слоя» (см. рис. 26), а также приращения температуры с глубиной, определяемого геотермическим градиентом, конкретным для каждого участка по причине разнообразия литологического, тектонических и гидрогеологических условий.

Часть третья

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ В ГИДРОГЕОЛОГИИ

Г л а в а VIII

ЗАДАЧИ И ПРИНЦИПЫ ОРГАНИЗАЦИИ ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

1. КРУГ НАУЧНЫХ И ПРИКЛАДНЫХ ЗАДАЧ В ГИДРОГЕОЛОГИИ, РЕШАЕМЫХ ГЕОТЕРМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Гидрогеотермические исследования можно проводить путем разовых измерений температуры или на базе изучения режима температуры (краткосрочного, многолетнего). Выбор способа зависит от характера поставленной задачи. Самые интересные и широкие возможности дают результаты многолетних наблюдений за режимом температуры. Такие исследования проводятся на гидрогеологических станциях Министерства геологии СССР, где изучение температурного режима подземных вод является одной из основных и постоянных задач паряду с изучением уровенного и гидрохимического режимов. В принципе ни один из гидрогеологических вопросов не может быть решен в достаточной степени полно и глубоко без изучения многолетнего естественного температурного режима пород и подземных вод. Знание режима температуры подземных вод и вмещающих пород позволяет следить за изменением физического состояния вод во времени и пространстве, решать различные теоретические вопросы (закономерности формирования, распространения и движения подземных вод), а также ряд прикладных гидрогеологических задач. Поэтому не случайно наблюдения за режимом температуры подземных вод ведутся на гидрогеологических станциях постоянно независимо от смены частных задач, которые ставятся и меняются на различных этапах изучения режима подземных вод. Основными многолетними задачами изучения режима температуры подземных вод являются те, которые служат основой для ответов на все разнообразие научных и практических вопросов в области гидрогеологии, объединяемых в трех основных проблемах (Руководство по изучению режима и баланса подземных вод в речных бассейнах МГД, 1968 г.):

- изучение условий формирования важнейших типов подземных вод с целью создания научной основы для их рационального использования или борьбы с ними;
- изучение баланса подземных вод;
- разработка принципов составления прогнозов режима подземных вод для строительства и эксплуатации инженерных сооружений и в особенности для мелиорации земель, водоснабжения, эксплуатации месторождений полезных ископаемых.

При решении подавляющего большинства гидрогеологических вопросов до настоящего времени главными являются гидрогеодинамические методы. «Однако современный уровень знаний по динамике подземных вод оказывается уже недостаточным для решения целого ряда теоретических и практических гидрогеологических задач. Во многих случаях абстрагированные расчетные схемы, строящиеся без учета сложившихся гидрогеологической и геотермической обстановок, в слабой степени отображают природные условия, в особенности когда это касается крупных бассейнов подземных вод» (Бабушкин, Роговская, 1972 г.). Названные и многие другие гидрогеологи в последние годы приходят к выводу, что без комплексного учета гидрогеодинамических, гидрогеохимических и гидрогеотермических факторов в настоящее время уже нельзя обоснованно решать задачи формирования подземных вод. Проблемы формирования и баланса подземных вод включают решение таких важных задач, как выявление и изучение мест и условий питания подземных вод, закономерностей их распределения, вопросов взаимосвязи подземных вод с поверхностными водоемами и водотоками, условий взаимосвязи между водоносными горизонтами ниже поверхности Земли и др. Данные о режиме температуры подземных вод могут помочь в решении следующих задач, входящих в названные выше проблемы:

- районирование территории СССР по температурному режиму зоны аэрации и грунтовых вод с картированием (мощности) верхней гидрогеодинамической зоны активного водообмена;
- выявление и оконтуривание областей питания, а также основных путей движения инфильтрационных вод от мест питания к очагам дренирования;
- изучение условий взаимодействия поверхностных и подземных вод, условий питания атмосферными водами, а также из поверхностных водоемов и водотоков;
- изучение фильтрационных свойств пород зоны аэрации;
- выявление участков скопления и оконтуривание месторождений грунтовых вод;
- определение местонахождения и оконтуривание скрытых очагов разгрузки напорных вод (в том числе субмаринных);
- послойное гидрогеодинамическое расчленение разрезов скважин. Оценка плановой скорости фильтрации в условиях полного насыщения;
- оценка вертикальной скорости фильтрации через водоупоры, разделяющие водоносные горизонты;
- определение величины конвективной составляющей теплового потока.

Третья проблема, включающая разработку принципов составления прогнозов режима подземных вод под влиянием естественных и искусственных факторов, достаточно хорошо разработана лишь в части прогнозов уровенного режима подземных вод. Вопросы прогноза режима температуры подземных вод разработаны очень слабо и базируются на весьма приближенных аналитических решениях.

При изучении режима температуры подземных вод на участках с нарушенным режимом, например на орошаемых массивах, гидрогеотермические методы (комплексные и экспресс-методы) могут применяться с целью послойного определения фильтрационных, тепло- и водно-физических свойств пород зоны аэрации (скорость фильтрации, действительная скорость, активная пористость

пород и др.), а также для оценки фильтрационных свойств пород в условиях полного насыщения. Результаты изучения режима температуры подземных вод на участках водозаборов инфильтрационного типа могут использоваться для определения и уточнения расчетных гидрогеологических параметров, а также граничных условий, для изучения условий питания водоносного горизонта при работе водозабора, установления закономерностей формирования режима и динамики подземных вод в процессе их эксплуатации и составления прогноза.

Кроме перечисленных гидрогеологических задач, широкая сеть наблюдательных пунктов, насчитывающая тысячи скважин и охватывающая основные геолого-гидрогеологические и физико-географические зоны страны, создает предпосылки для решения ряда общих научных и практических задач из смежных наук, о которых говорилось во введении. Отметим еще два примера. Первый касается оценки теплового баланса верхних частей земной коры, который не может быть решен правильно без изучения режима температуры пород и подземных вод этих верхних слоев. Второй вопрос связан с методом реконструкции палеоклимата по данным глубинных измерений температуры (Hotchkiss, Ingersoll, 1934 г.; Birch, 1948; Тихонов, 1964). Допуская принципиальную возможность подобных построений, мы должны обратить внимание на то, что исследователи, выдвинувшие этот метод и пользовавшиеся им, исходили из того, что в пределах верхних частей земной коры теплопередача происходит исключительно кондуктивным путем. Однако, как мы уже убедились, это справедливо только для районов, характеризующихся закрытым типом гидрогеотермического режима. В других условиях метод неприменим или должен быть усовершенствован, поскольку температура в пределах водоносных горизонтов на глубине может находиться под влиянием климатических циклов значительно более коротких, чем температура в подстилающих и перекрывающих водоносный горизонт водоупорных породах. В заключение перечня задач, решаемых гидрогеотермическими методами, следует отметить, что в последние годы в связи с резким обострением проблемы охраны окружающей среды важное значение приобрели вопросы теплового «загрязнения» поверхностных и подземных вод в районах крупных городов и промышленных предприятий.

Принимая во внимание изложенное, перед гидрогеотермическими исследованиями должны быть поставлены такие цели в многолетнем плане, которые бы учитывали весь комплекс решаемых ими задач в настоящее время и перспективы их использования в недалеком будущем. Такими общими в многолетнем плане задачами могут быть следующие:

- изучение зональных (в пространстве) закономерностей температуры подземных вод и вмещающих пород различных типов;
- изучение закономерностей режима (во времени) температуры подземных вод и пород различных типов;
- изучение связи температурного режима подземных вод и пород с метеорологическими и другими экзогенными факторами;
- изучение связи температурного режима подземных вод и пород с эндогенными факторами.

Решение перечисленных основных задач в многолетнем плане должно быть представлено в виде серии карт и разрезов для территории соответствующей организации, ведущей наблюдения за режимом температуры. Основные из них следующие:

- карта районирования по типам гидрогеотермического режима;
- карта геотемпературного фона («нейтральный слой»);
- карты геоизотерм и годовых амплитуд на реперных глубинах от «нейтрального слоя» до подошвы самого глубокого водоносного горизонта (составляются начиная с 1975 г. один раз в пять лет — на январь, апрель, июль и октябрь);
- карты геоизотерм для глубин 2,5; 5; 10; 20; 30 и 40 м (составляются ежегодно на январь, апрель, июль и октябрь);
- карты среднегодовых температур для перечисленных выше глубин с указанием годовых амплитуд;
- разрезы по опорным скважинам с гидрогеодинамическим расчленением по данным режима температуры.

При реализации полученных гидрогеотермических материалов следует иметь в виду, что не все вопросы из перечисленных выше решаются с одинаковой степенью точности и надежности. Такие методы, как определение мест питания подземных вод, изучение эволюции контуров растекания вод и путей их движения являются не только достаточно надежными, но и простыми, а также весьма экономичными. Другие же методы (оценка скорости перетекания через водоупоры, например) требуют дальнейших исследований и пока могут быть рекомендованы для использования только в комплексе с другими методами. Нет сомнений, однако, в том, что проведение многолетних исследований по изучению режима температуры подземных вод по новой методике ВСЕГИНГЕО (Фролов, 1973) позволит усовершенствовать существующие гидрогеотермические методы и разработать новые приемы решения гидрогеологических задач по геотермическим данным.

2. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ОРГАНИЗАЦИИ И ПРОВЕДЕНИЯ ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКИХ РАБОТ

До 1965 года изучение режима температуры на гидрогеологических станциях проводилось в одной точке скважины, обычно на уровне фильтра. Точность измерений при этом выходила часто за пределы $\pm 0,5^{\circ}$ С. Вследствие этого накапливавшиеся в течение десятков лет термометрические материалы по существу не использовались. С конца 1965 г. по предложению автора изучение температурного режима начато по новой методике в нескольких скважинах Литовской гидрогеологической станции, а к концу 1966 г., по данным Д. Сакалаускене (1968), уже получен материал, который «... по качеству и возможности использования для решения различных гидрогеологических вопросов превосходил материалы, накопленные за все предыдущие 10 лет наблюдений по старой методике». По этим же данным, кроме преимуществ в научном отношении, переход на новую методику дал станции 6 тыс. руб. экономии только за 1966 г. С 1967 г. станция полностью перешла на новую методику термометрических исследований. В последние годы изучение геотемпературного режима по новой методике начато уже на многих других гидрогеологических станциях. Широкая их сеть дает возможность при правильной постановке термометрических исследований решать ряд общих научных и практических задач, основные из которых перечислены выше.

Источники термометрической информации и постановка исследований

Основными параметрами при изучении термического режима верхних частей земной коры являются величина теплового потока и температура. Тепловой поток получают пока преимущественно расчетным путем из произведения геотермического градиента на теплопроводность пород. Последняя определяется главным образом в лабораторных условиях по образцам, вынутым из скважин. Поскольку серийных приборов для измерения тепловых потоков или теплопроводности пород непосредственно в скважинах еще нет, полевые гидрогеотермические исследования включают, по существу, лишь термометрические работы, а также отбор и консервацию образцов пород. Температура при гидрогеотермических исследованиях измеряется не только в скважинах, источниках, шахтных колодцах и шахтах, но также в поверхностных водоемах и водотоках. Термометрические исследования в каждом из перечисленных объектов характеризуются своими особенностями. Наиболее полную и точную информацию получают по скважинам, при исследованиях в которых необходимо учитывать ряд искажающих факторов, характеристике которых будет посвящен следующий раздел. Выбор наблюдательных пунктов, частота и длительность наблюдений определяются характером решаемой задачи. Так, необходимость определения мощности зоны активного водообмена для определенного региона требует постановки многолетних наблюдений за режимом температуры на широкой сети наблюдательных скважин, охватывающих все разнообразие геолого-гидрогеологических условий региона. Это обусловливается тем, что температурный режим зоны активного водообмена находится в огромной зависимости от экзогенных факторов и в основном от закономерностей распределения солнечного тепла, поглощаемого поверхностью Земли. Такая же сеть наблюдательных точек необходима и при региональном картировании многолетней мерзлоты. Для регионального изучения закономерностей температурного режима пород и подземных вод на территории станции достаточно выбрать несколько кустов опорных скважин с максимальной глубиной, охватывающих типичные физико-географические и геолого-гидрогеологические особенности территории, которым соответствуют определенные особенности температурного режима. В среднем на каждые 3—5 наблюдательных скважин может быть одна скважина термометрическая. При выборе скважины для термометрических исследований необходимо иметь в виду следующие требования:

- скважина не должна фонтанировать (в противном случае термометрические данные будут представительны лишь для вскрытой части водоносного горизонта);
- скважина должна быть выдержана достаточное время в покое (после бурения или откачки);
- в термометрической скважине не должны проводиться опытные работы, приводящие к нарушению естественного режима (откачки, желонирование и пр.);
- в техническом отношении скважина должна быть безупречной (главным образом надежная изоляция водоносных горизонтов в затрубном пространстве).

Организация наблюдательной сети

Целесообразно создание сети скважин трех видов:

— опорной сети первого порядка, состоящей из глубоких скважин (до фундамента), охватывающей основные типы гидрогеотермического режима территории и создаваемой для многолетних исследований;

— наблюдательной сети второго порядка, состоящей преимущественно из неглубоких скважин.

— целевой, временной сети третьего порядка для решения специальных задач.

Организация термометрической сети первого порядка проводится на базе районирования территории по типам гидрогеотермического режима (закрытый, открытый и комбинированный) и создается практически на бессрочный период существования. Поскольку районирование проводится обычно до начала изучения режима температуры подземных вод, то оно является предположительным и базируется не на гидрогеотермических данных, а на комплексе физико-географических и геолого-гидрогеологических условий, определяющих особенности формирования различных типов гидрогеотермического режима. Главными факторами, на которых основано районирование территории по типам гидрогеотермического режима, являются:

- гидрогеологические условия (с обязательным учетом напорных вод);
- геоструктурные особенности территории;
- литологический состав пород зоны аэрации и зоны насыщения.

Опорные скважины закладываются (или выбираются из числа существующих) с учетом охвата основных крупных элементов артезианских бассейнов первого и второго порядков (области питания, напора, разгрузки). Число скважин невелико и в относительно простых гидрогеологических структурах ограничивается 3—5. Глубина их должна определяться возможной глубиной развития водоносных горизонтов, т. е. практически зависит от глубины залегания кристаллического фундамента. Специфика организации опорной сети термометрических скважин, в отличие от опорной сети для изучения уровенного режима, состоит в большей ее разреженности. Выбирается меньшее количество самых глубоких скважин, которые безупречны в техническом отношении и не используются для различного рода прокачек (отбор на химанализ и т. д.). Однако в отдаленных районах с редкой сетью скважин в число опорных термометрических могут включаться все опорные скважины, выбранные для изучения многолетнего режима уровня.

Сеть скважин второго порядка должна предусматривать возможность решения широкого круга задач, которые ставятся в данный момент перед гидрогеологической станцией. При районировании территории с целью организации сети скважин второго порядка должны учитываться:

- условия формирования вод зоны активного водообмена (характер взаимосвязи подземных вод с поверхностными водоемами и водотоками, особенности взаимосвязи водоносных горизонтов);
- геоморфологические особенности;
- мощность зоны аэрации;
- климатические условия (радиационный баланс и естественная увлажненность);
- характер поверхности Земли (растительность, окрашенность и т. п.).

Целевая сеть скважин третьего порядка носит временный характер и создается в каждом отдельном случае особо в соответствии с решаемыми задачами и геолого-гидрогеологическими особенностями строения района. Предусмотреть все разнообразие таких особенностей невозможно, а поэтому расположение целевой сети планируется в специальных программах-проектах.

По данным Д. Ю. Сакалаускене (1973 г.), на территории Литовской ССР до 1965 г. региональное изучение температурного режима грунтовых и межпластовых вод пяти основных водоносных горизонтов проводилось по сети, состоявшей из 174 наблюдательных скважин. С начала 1966 года впервые на территории Литовской ССР применена новая методика для изучения режима температуры подземных вод (Фролов, 1964, 1973). В связи с этим для изучения температурного режима подземных вод были выбраны самые глубокие существующие скважины на ключевых балансовых участках, расположенные в областях питания и разгрузки подземных вод. На междуречных массивах наблюдения проводятся в одиночных скважинах, а в долинах крупных рек, где подземные воды имеют гидравлическую связь с поверхностными — по створам наблюдательных скважин, расположенным по потоку. На 1972 г. наблюдательная сеть второго порядка для изучения температурного режима подземных вод на территории Литовской ССР состояла из 20 скважин. Как отмечают Д. Сакалаускене (1968 г.) и В. Н. Шкатункин (1973 г.), анализ результатов наблюдений, полученных по новой методике, несмотря на их кратковременность, уже позволил решить ряд гидрогеологических вопросов (оценка скорости инфильтрации и перетекания через водоносные горизонты и др.), которые не решались на базе прежней методики. Преимущество новой методики выразилось также в экологическом отношении (табл. 40).

Таблица 40

**Сравнительные данные по старой и новой термометрической сети скважин
(Сакалаускене, 1973 г.)**

Параметр	Методика	
	старая	новая
Количество наблюдательных скважин	174	3 (сеть первого порядка, проект) 20 (сеть второго порядка, существующая)
Количество замеров в год	16 426	3012 *
Средняя стоимость одного замера, руб.	0,89	1,46 **
Общая стоимость работ по изучению режима температуры подземных вод, тыс. руб. в год	14,7	4,4

* Без учета сети первого порядка.

** Стоимость замера по новой методике выше в связи с большей продолжительностью выдержки ртутных термометров в связках и необходимостью введения поправок по новой методике. При замерах ртутных термометров электрическими стоимость замера снижается.

Следует отметить, что литовской станцией получены пока лишь предварительные результаты изучения режима температуры подземных вод по новой методике, так как еще не завершены работы по созданию сети первого порядка, включающей три глубокие скважины, охватывающие основные геоструктурные элементы (северная часть Белорусско-Литовской антеклизы, зона максимального прогиба фундамента и промежуточная зона) артезианского бассейна в пределах Литвы. Это приведет, с одной стороны, к снижению разрыва в стоимости работ по старой и новой методикам (см. табл. 40), но позволит, с другой стороны, получить совершенно новые в качественном отношении материалы, которые лягут в основу решения многих гидрогеологических вопросов.

Сроки замеров температуры

Так же, как и размещение сети скважин, сроки наблюдений определяются в зависимости от решаемых задач и конкретных геолого-гидрогеологических условий района. Идеальным решением вопроса для всех случаев является непрерывная запись температуры во времени (и по глубине). Однако в некоторых случаях в этом нет необходимости. До получения надежных и точных серийных самописцев температуры непрерывность записи остается лишь пожеланием. В настоящее время следует определить тот минимум измерений температуры, который позволит решать перечисленные ранее задачи. Учитывая связь подземных вод зоны активного водообмена с поверхностными условиями и цикличность последних, минимум измерений температуры будет определяться тем числом, которое позволяет определить характер изменения температуры подземных вод (периодические, непериодические) во времени и основные параметры этих изменений (длина температурной волны, амплитуда температуры и т. д.). Самыми короткими периодическими изменениями температуры на поверхности являются сутки и год, которые легли в основу определения сроков измерений. Максимальный разрыв между точками замера при гармонически колебаниях, на основании которых можно хоть и приближенно (с использованием интерполяции) получить требующиеся сведения, не должен быть больше $\frac{1}{4}$ периода или при суточном периоде этот разрыв не должен превышать 6 ч, а при годовом — 3 месяца.

Исходя из этого, в скважинах опорной термометрической сети первого порядка измерения температуры рекомендуется проводить в начале исследований не менее пяти раз с интервалом между замерами 6 ч (часы замеров: 1, 7, 13, 19, 1). Далее, в течение первого года наблюдений измерения проводятся не реже одного раза в месяц, а в последующие годы — не менее одного раза в квартал (январь, апрель, июль, октябрь). Измерения через месяц в первый год позволяют определить такие параметры, как «нулевое время», время наступления экстремальных значений и время запаздывания температурной волны. Это даст возможность в последующие годы сократить число замеров в худшем случае до шести (если наступление экстремальных значений температуры не совпадает с указанным выше временем ежеквартальных замеров). При наличии суточных изменений температуры, что обнаруживается при первых замерах, можно периодически (один раз в квартал) повторять внутрисуточные замеры на тех глубинах, где были замечены колебания температуры. При решении специальных задач (кроме общих, перечисленных в первой главе) время между

замерами зависит от характера решаемой задачи, продолжительности работ и пр. В приводимых рекомендациях относительно сроков наблюдений за режимом температуры отсутствуют традиционные указания на различную частоту в самых верхних слоях и в нижних, находящихся в поясе «постоянных» температур. В связи с установлением, кроме закрытого типа гидрогеотермического режима, также открытого и комбинированного, в этих указаниях отпала необходимость. Обусловлено это тем, что в пределах водоносных горизонтов, которые могут залегать очень глубоко при высокой скорости фильтрации наблюдаются гораздо большие изменения температуры и в течение более коротких периодов, чем в перекрывающих их водоупорных породах.

Глубина замеров температуры

При выборе точек замеров температуры в каждой скважине приходится стремиться к тому, чтобы получить представление о закономерностях изменения температуры по глубине и во времени по всему разрезу, с одной стороны, и чтобы это не привело к чрезмерному завышению объема исследований — с другой стороны. В верхнем слое суточных переменных температур наблюдения за режимом температуры проводятся станциями Гидрометеослужбы, как правило, на следующих глубинах: 0,2; 0,4; 0,8; 1,2; 1,6; 2,4; 3,2 м. Ниже в слое годовых переменных температур, как показывает наш опыт многолетних исследований, оптимальным расстоянием между точками замеров в верхней части разреза является 2,5 м. Однако в этом случае в пределах маломощных водоупоров или водоносных слоев оказывается иногда меньше трех точек замеров, т. е. меньше того минимума, который требуется для расчетов по существующим методам. Если же точки замера выбирать в каждой скважине свои, сообразуясь только с геолого-гидрогеологическими разрезами, то это исключит возможность сопоставления материалов в региональном плане (картирование геотемпературного режима). С учетом высказанных соображений рекомендации по выбору глубины замеров температуры в скважинах сводятся к следующему:

— измерения температуры в скважинах опорной сети первого порядка проводятся по всему стволу от устья до забоя независимо от характера заполнителя скважины (вода, воздух). Интервалы между точками до 40,0 м должны быть не более 2,5 м (2,5; 5,0; 7,5 м и т. д.). Ниже измерения рекомендуется проводить в следующих (реперных) точках на глубинах: 50, 75, 100, 125, 150, 200, 300, 350, 400 м и далее через каждые 100 м. Кроме того, в каждой скважине устанавливаются постоянные три точки для замеров температуры в пределах каждого водоносного горизонта и каждого водоупора. Одна точка в середине пласта и две на расстоянии 0,5—2,5 м от вмещающих слоев;

— в скважинах сети второго и третьего порядков, кроме указанных выше реперных точек, устанавливаются дополнительные точки в соответствии с решаемыми конкретными задачами;

— ввиду специфики и особых требований, предъявляемых к точности измерений, термометрические исследования должны проводиться специально выделенными наблюдателями, которые проходят предварительно стажировку.

Кроме того, рекомендуется:

— до начала систематических исследований делать серию замеров в пределах интервалов скважины с заведомо постоянными температурами до полного совпадения отсчетов;

— пользоваться для каждой скважины и точки замера постоянными термометрами (лучше связки ртутных термометров или «косы» терморезисторов оставлять в каждой скважине).

3. ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ КАЧЕСТВО ТЕРМОМЕТРИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Качество термометрических данных зависит от точности аппаратуры и совершенства методики; факторов, искажающих естественное распределение температуры в скважине; правильного выбора объекта исследования, а также от субъективных данных наблюдателя.

Точность аппаратуры и совершенство методики

Точность измерений показывает обычно величину допускаемой погрешности измерительных средств или метода измерений:

$$\Delta\gamma = A_{\text{п}} - A_{\text{д}}, \quad (37)$$

где $\Delta\gamma$ — абсолютная погрешность (взятая с обратным знаком — поправка);

$A_{\text{п}}$ — показания прибора;

$A_{\text{д}}$ — действительное значение (показание эталона).

Однако абсолютная поправка зависит также от измеряемой величины, ввиду чего для полной характеристики степени точности пользуются понятием «относительная погрешность» (α , %):

$$\alpha = \frac{A_{\text{п}} - A_{\text{д}}}{A_{\text{д}}} \cdot 100\%. \quad (38)$$

Различают погрешности инструментального, методического и субъективного характеров. Эти погрешности делятся на систематические и случайные. Случайные погрешности (методические и субъективные) устраняются при повторных измерениях в реперных точках скважины. Систематические погрешности этого рода обнаруживаются лишь при смене методики измерений и наблюдателя. Инструментальные погрешности подробно рассматриваются в специальной литературе (Дахнов и Дьяконов, 1952; Кедроливанский и Стернзат, 1953; Попов, 1954; Фролов и др., 1964).

Факторы, искажающие естественное распределение температуры в буровых скважинах

Основными источниками термометрической информации, как отмечалось, служат буровые скважины, шахтные колодцы, родники и шахты. Каждому из перечисленных типов горных выработок свойственны свои специфические особенности, вызывающие в месте расположения данной выработки искажения геолого-гидрогеологической и теплофизической обстановок. Без создания искусственных полостей в толще земной коры невозможны прямые измерения ее температуры, но любое проникновение в земную кору незамедлительно вызывает те или иные изменения на данном участке, что ведет к искажению естественных природных условий, в том числе температуры. Степень искаже-

жения зависит в точке исследования в основном от типа горной выработки, длительности ее существования, технического состояния, а также геолого-гидрогеологических и физико-географических особенностей на данном участке. Наиболее близко отражают характер естественного геотемпературного поля данные, полученные при исследованиях в буровых скважинах. Ниже остановимся на характеристике тех причин, которые искажают естественное поле в самой скважине, а также вблизи нее, не касаясь выяснения природы тех естественных и искусственных аномалий, которые хотя и фиксируются отчетливо скважинами, но не являются следствием бурения. Основными факторами, под влиянием которых естественное температурное поле в скважинах искажается, являются (в порядке убывания степени влияния): бурение и циркуляция промывочной жидкости, фонтанирование и затрубная циркуляция подземных, а также поверхностных вод, экзо- и эндотермические процессы, спуско-подъемные операции, конвекция и обсадка (диаметр, конструкция).

Бурение и циркуляция промывочной жидкости. Огромное влияние бурения и промывки на распределение температуры в скважине установлено давно. При большой скорости вращения истирающего инструмента забой скважины нагревается. Повышение забойных температур увеличивается с ростом скорости и длительности вращения инструмента, а также с увеличением твердости горных пород. Одновременно с процессом бурения скважина промывается, что вносит еще большие искажения в естественное поле, поскольку температура промывочной жидкости всегда отличается от температуры в скважине иногда на десятки градусов. Как правило, промывочная жидкость охлаждает породы на забое, где естественная температура достигает десятков и даже сотен градусов. Температура же промывочной жидкости обычно не превышает 10—20° С, так как равна температуре поверхностных водоемов. Во время движения по трубам, а также на забое жидкость нагревается до температуры окружающей среды и при подъеме на поверхность нагревает, в свою очередь, стеки скважины в верхней части. Температура поднимающейся жидкости будет тем выше, чем большее глубина скважины и геотермический градиент в данном районе. Максимальные отклонения от естественных температур наблюдаются в крайних точках — на забое и у устья скважины. На забое, однако, эти искажения бывают обычно меньше, поскольку тепло, выделяющееся при бурении, частично, а иногда и полностью (в очень твердых породах) компенсирует охлаждающее влияние промывочной жидкости. Следовательно, максимальные искажения естественных температур (перегрев) фиксируются обычно в приуставной части скважины, где температура иногда на десятки градусов выше фоновой. В некоторых районах промывочная жидкость действует «утепляюще» на весь ствол скважины. Наблюдается это в районах с низкими температурами пород (область многолетней мерзлоты, горные районы, океанические острова), где для промывки применяется вода из поверхностных водоемов в теплое время года. Так, например, на атолле Эниветок (Тихий океан) в скв. Е-1 при замере температуры 24 июля 1952 г. (через 12 дней покоя) температура почти по всему стволу скважины оказалась выше фоновой на 1,5—4,0° С, так как в скважину закачивалась вода с лагуны, температура которой была 28° С. В скважине же ниже 300—600 м температура колеблется около 7—9° С. Через четыре месяца (22/X 1952) температура по всему стволу скважины значительно понизилась

а через 3 года она уже была близкой к естественной при точности $\pm 0,01^\circ \text{C}$.

В результате перегрева скважины в приустьевой части, а также частого охлаждения забоя температура по скважине «пневелируется», что приводит к уменьшению геотермического градиента (росту геотермической ступени). Со дня окончания бурения до полного восстановления естественного режима в скважине геотермический градиент, следовательно, будет повышаться. Самый точный способ установления периода наступления теплового равновесия в скважине (после бурения или откачки) — периодические замеры по всему стволу. Однозначность последних двух замеров показывает, что равновесие наступило. Подробнее этот вопрос рассматривался нами в опубликованных работах (Фролов, Аверьев и др., 1964; Фролов, 1968). Здесь же еще отметим, что период покоя скважины для установления естественного температурного режима обусловливается диаметром зоны нарушения вокруг скважины (Череменский, 1960), который зависит в основном от глубины скважины, ее диаметра, температуры бурового раствора и пород, а также длительности процесса бурения и геолого-гидрогеологических особенностей участка. В скважинах глубиной до 3—4 км температурный режим восстанавливается иногда лишь через год и даже больше. Для скважин же неглубоких сроки уменьшаются. Так, в скважине г. Комрат Молдавской ССР, пробуренной на глубину 400 м с промывкой глинистым раствором, температурный режим, по нашим данным, восстановился уже через 1,5 месяца. Точных цифр покоя для различных скважин нет и при выдержке скважины можно исходить лишь из твердого положения — чем больше скважина находится перед замером в покое, тем лучше. Для скважин глубиной 3,1 км период покоя может колебаться от 40 сут при точности замеров температуры $\pm 0,5^\circ \text{C}$ до 6 лет при точности $\pm 0,01^\circ \text{C}$ (табл. 41).

Фонтанирование и затрубная циркуляция вод. При бурении скважиной вскрываются водопосыпные горизонты различной мощности, напора и дебита. В зависимости от гидрогеологических особенностей и технического состояния скважины она может находиться в спокойном состоянии или фонтанировать. Часто распределение температуры в скважине не отражает естественного температурного поля в данной точке даже в тех случаях, когда она не фонтанирует и выстояла длительное время в покое. Чаще всего это связано с затрубной циркуляцией как подземных, так и поверхностных вод, что обусловлено плохой цементацией оголовка и затрубного пространства. Влияние, оказываемое движущейся водой в скважине и в затрубном пространстве на температурный режим, имеет два аспекта. С одной стороны, такая зависимость помогает при опытных гидрогеологических работах (выявление мест притока воды в скважину, интервалов затрубной циркуляции и т. д.), с другой — вследствие фонтанизации и затрубной циркуляции вод естественное поле искается и термограммы по таким скважинам не отражают естественного распределения температуры в данной точке. На практике различают следующие основные случаи нарушения естественного геотемпературного поля в скважине под влиянием гидрогеологических причин:

- приток воды в скважину с самоизливом без затрубной циркуляции (фонтанирование);
- затрубная циркуляция вод без притока в скважину;
- затрубная циркуляция и приток в скважину.

Таблица 41

**Периоды покоя скважин для восстановления температурного равновесия
в зависимости от глубины и точности измерений**
(Кутасов, Погуляев, 1964 г.)

Глубина замера, м	Температура, °C		Время циркуляции раствора, ч	Период покоя, сут., при точности, °C			Глубина скважины, м	Примечание
	пород	рассв.		0,01	0,1	0,5		
20	10,6	16	200	768	74	12	120	$t_p = 15 + 0,05h$
100	13,0	20	40	338	33	5		
400	23	28	300	1012	94	14	550	$t_p = 20 + 0,02h$
500	25	30	100	434	42	7		
800	34	28	500	1770	166	25	1050	$t_p = 20 + 0,01h$
1000	40	30	100	884	86	16		
1500	55	50	1200	2850	258	33	2100	$t_p = 20 + 0,01h$
2000	70	60	200	1480	144	26		
2000	70	65	2200	4500	402	47	3100	$t_p = 25 + 0,02h$
3000	100	85	200	2200	217	40		

Сам факт притока воды в скважину через забой, перфорированную часть обсадной колонны или места ее повреждений еще не говорит о том, что термограмма по такой скважине являетсяискаженной. При отсутствии самоизлива (фонтанирования) и затрубной циркуляции напорные воды в скважине приобретают температуру окружающих пород на той же глубине и, следовательно, отражают естественное распределение температур по разрезу. Однако при самоизливе поднимающаяся вода выносит с собой тепло недр и в результате теплообмена передает часть тепла обсадным трубам, которые в свою очередь нагревают стенки скважины. Таким образом, при самоизливе происходит выравнивание температуры по стволу скважины, подобное «нивелированию» при циркуляции промывочной жидкости в процессе бурения. Однако имеется и существенное отличие, заключающееся в том, что вода поднимается все время снизу и чаще имеет постоянную более высокую температуру, чем вышележащие слои, тогда как при промывке закачивается вода, как правило, с более низкой температурой. При фонтанировании, следовательно, происходит только перегрев верхней части, а нижняя часть, как правило, находится в условиях, близких к естественным. Для горнокладчатьих областей, однако, это не является правилом. При подтоке вод в процессе фонтанирования из более глубоких частей артезианского бассейна температура на участке фильтра может возрастать во времени. При подтоке вод непосредственно из области питания может

наблюдаться обратное явление — переохлаждение забойной части скважины, а также всего ствола.

При фонтанировании температура по стволу скважины настолько выравнивается, что проследить колебания температуры (сезонные, годовые и т. д.) порой невозможно. Чем больше дебит и меньше диаметр скважины, тем равномерней распределяется температура по стволу, а геотермическая ступень, следовательно, во много раз увеличивается. В Мацестинской скв. З-Т при дебите 0,5 млн. л/сут (на устье) температура на глубине 200 м оказалась выше на 7° С температуры при спокойном состоянии скважины на той же глубине, тогда как при увеличении дебита до 4,5 млн. л/сут (скв. 2-Т) разница достигла 17° С. Переход же по стволу скважины уменьшился с увеличением дебита. В первом случае он равен 6,7° С, а во втором лишь 0,8° С, т. е. при очень большом дебите на поверхность попадает вода почти с забойной температурой. Необходимо добавить, что метод определения геотермической ступени по фонтанирующим скважинам * приводит часто к большим ошибкам даже в платформенных условиях. Близ г. Ровно, например, нами были исследованы три скважины, расположенные в 50—100 м друг от друга. При этом в одной из скважин (скв. 1) статический уровень воды установился на глубине 8,9 м, а две другие фонтанировали. Результаты замеров показали, что геотермические ступени для фонтанирующих скважин превышают нормальную в два раза при дебите примерно 2 м³/ч, а при увеличении дебита до 10 м³/ч даже в четыре раза.

При затрубной циркуляции подземных вод различают перелив из нижнего водоносного горизонта в верхний и наоборот. В обоих случаях при небольшой мощности водоупора термограммы почти параллельны оси глубин. В первом случае выше дренируемого водоносного горизонта отмечается положительная аномалия, а во втором ниже дренируемого водоносного горизонта — отрицательная аномалия. Степень искажающего влияния затрубной циркуляции определяется расстоянием между дренируемым и поглощающим водоносными горизонтами, а также величиной геотермического градиента. Необходимо отличать, однако, вертикальные участки кривой термограммы, наблюдающиеся на участках перелива воды между водоносными горизонтами, от простой фиксации термограммой сплошного водоносного горизонта в данном интервале. Отличить это легко, сравнивая термограмму с литологическим разрезом скважин. В тех случаях, когда есть необходимость в сведениях о распределении естественной температуры по стволу фонтанирующей скважины, применяют задавливание водоносного горизонта тяжелым глинистым раствором или наращивание обсадных труб до пьезометрического уровня. Иногда при плохой цементации оголовка скважины за трубы попадают дождевые, талые воды или воды поверхностных водоемов. Такие скважины для гидрогеотермических исследований непригодны.

Экзо- и эндотермические процессы. При вскрытии скважиной горных пород нарушается весь комплекс природных условий на данном участке. Доступ атмосферного воздуха, а также снижение давления через ствол скважины ведет к различного рода процессам, сопровождающимся, в частности, поглощением или выделением тепла. Основным из эндотермических

* Замеряя температуру самоизливающейся воды, допускают, что она отражает температуру воды на глубине залегания водоносного горизонта. За температуру «нейтрального слоя» в таких случаях обычно принимают среднюю многолетнюю температуру воздуха.

процессов является поглощение тепла при вскрытии скважиной нефтяных и газовых месторождений, что связано с падением давления и расширением газа в месте выхода его из пласта в скважину при снижении уровня заполнителя в скважине. Понижение температуры (эффект Джоуля — Томсона) можно определить по формуле (Дьяконов, 1958):

$$\Delta t = a \Delta P, \quad (39)$$

где Δt — понижение температуры, $^{\circ}\text{C}$;

ΔP — разница между пластовым и гидрогеотермическим (в скважине) давлениями на глубине выхода газа;

a — коэффициент Джоуля — Томсона, зависящий от природы газа, давления и температуры (табл. 42).

Таблица 42

Значения коэффициента Джоуля — Томсона для метана
(К. Г. Оркин и П. К. Кучинский, 1955 г.)

Давление, 10^5 Па	Temperatura, $^{\circ}\text{C}$					
	21	38	55	71	88	105
0	0,3921	0,3478	0,3083	0,2743	0,2451	0,2198
17,6	0,4111	0,3628	0,3225	0,2885	0,2585	0,2316
35,2	0,4111	0,3644	0,3233	0,2893	0,2593	0,2332
52,8	0,3968	0,3534	0,3138	0,2806	0,2506	0,2253
70,3	0,3771	0,3352	0,2984	0,2632	0,2356	0,2119
87,9	0,3502	0,3115	0,2751	0,2435	0,2158	0,1929
105,5	0,3217	0,2846	0,2498	0,2213	0,1960	0,1739

Падение температуры при расширении газов можно определить также по энтальпийной диаграмме В. Н. Щелкачева и Б. Б. Лапук (1949 г.). Величина аномалий (разница температур) при вскрытии скважиной нефтяных и газовых месторождений колеблется обычно от десятых долей градуса до 15°C . Это зависит в основном от количества дросселируемого газа в единицу времени, а также от технических условий подготовки скважины. Максимальная разница наблюдается в «сухих» скважинах при максимальном пластовом давлении, а минимальная в скважинах, заполненных тяжелым глинистым раствором при низком пластовом давлении. Известны и другие процессы, связанные с поглощением тепла (растворение галогенных осадков и др.), а также его выделением (самовозгорание угля и т. д.). Однако искажающее влияние этих процессов на естественное температурное поле в скважине практически не изучено.

С п у с к о - п о дъ е м н ы е о п е р а ц и и . Различные спуско-подъемные операции в скважине проводятся, как правило, во время бурения и испытаний (спуск и подъем буровых штанг, обсадных и водоподъемных труб и др.). Производимое ими перемешивание жидкости в скважине лишь несколько усиливает и без того нарушенный режим в процессе бурения, промывки и откачки. При специальных исследованиях после достаточного периода покоя измерения температуры обычно производят сверху вниз (при спуске) до начала других операций.

Конвекция, обсадка. Теоретически влияние конвекционных токов и обсадных труб выражается в том, что в скважине, в результате неравномерного распределения тепла возникают движения, стремящиеся привести воздух или жидкость в скважине к тепловому равновесию. В целом конвекционные токи в результате встречного движения потоков должны приводить к выравниванию температуры и уменьшению геотермического градиента. Влияние конвекции будет тем больше, чем больше диаметр скважины, ее глубина, толщина и количество обсадных труб, геотермический градиент в данном районе, а также чем меньше вязкость заполнителя. Большинство исследователей считает, что влияние этих причин чисто и находится за пределами точности применяемой аппаратуры (Дьяконов, 1958 г. и др.). Однако другие придают этому очень большое значение и считают, что конвекция, а также «инвертирующее» влияние обсадных труб может приводить к искажению температурного режима в скважине на целые градусы. В связи с этим в течение 1957—1962 гг. нами проводились специальные работы по изучению роли упомянутых факторов. В процессе работы пришлось, прежде всего, различать конвекционные токи, возникающие в самой скважине по названным выше причинам от конвекции в приусадебной части скважины, связанной с проникновением («затеканием») атмосферного воздуха. Приводимые данные (табл. 43) показывают, что температура в шахтных колодцах по абсолютному значению оказывается ниже температуры, измеренной в скважине на той же глубине. Кроме того, она отличается

Таблица 43

Температура на одинаковых глубинах в скважинах и в шахтных колодцах (1957—1962 гг.)

Местоположение	Дата замера	Глубина, м	Статический уровень воды, м	Temperatura, °C		
				в колодце	в скважине	разница, °C
Елизаветовка, Херсонская область	12/VIII 1960	28,7	28,0	12,1	12,4	-0,3
Чепедево, Московская область, колодец 1	13/VI 1960	27,9	27,1	6,7	7,0	-0,3
То же	9/IX 1960	27,9	Нет сведений	6,6	7,0	-0,4
»	10/II 1961	27,9	То же	6,3	7,0	-0,7
»	24/VII 1962	27,9	»	6,8	7,0	-0,2
» колодец 2	13/VI 1960	24,3	23,7	6,2	7,0	-0,8
» »	9/IX 1960	24,3	Нет сведений	7,0	7,0	0,0
» »	10/II 1961	24,3	То же	3,9	7,0	-3,1
» »	24/VII 1962	24,3	»	7,3	7,0	+0,3
С. Горешты, МССР	27/V 1957	18,1	18,0	10,70	11,1	-0,4
То же	1/VIII 1960	18,1	Нет сведений	10,80	11,1	-0,3
С. Бурлачаны, МССР, колодец 1	5/VI 1957	25,5	25,0	10,6	12,4	-1,8
То же, колодец 2	5/VI 1957	31,3	31,0	11,1	12,5	-1,4
С. Красносельское, Крымская область	25/VIII 1960	57,4	53,0	14,3	13,7	+0,6

изменчивостью в течение года до больших глубин. Охлаждение шахтных колодцев связано с «затеканием» холодного воздуха в зимний период (конвекция) и слабым проникновением теплых потоков в летний период (кондуктивный и лу-чистый теплообмены). Из приведенных данных видно, что во всех обследованных колодцах температура ниже фоновой на 0,2—1,4° С. Лишь два колодца отличаются положительной разницей — колодец № 2 с. Чепелево (24/VII 1962) и колодец в с. Красносельское Крымской области. В колодец № 2 проникают поверхностные воды из рядом расположенного пруда, а колодец с. Красносельское является единственным из обследованных, над которым построен утепленный сарай.

При уменьшении диаметра колодца глубина проникновения атмосферного воздуха быстро падает. В скв. 1 Загорска, например, диаметром 115 мм при температуре воздуха на поверхности Земли —4,7° С охлаждающее влияние сказывалось лишь до глубины 18—19 м (табл. 44). При увеличении диаметра скважины до 200 мм влияние «затекающего» холодного воздуха заметно уже до

Таблица 44

**Определение влияния «затекания»
воздуха на температурный режим
в скв. 1 г. Загорска
(22—23/II 1962 г.)***

Глубина, м	Температура, °С		Разница, °С
	при открытом устье скважины	при закрытом	
15,0	6,60	6,65	+0,05
17,5	6,61	6,63	+0,02
20,0	6,58	6,58	0,00
22,5	6,64	6,64	0,00
25,0	6,55	6,55	0,00

Таблица 45

**Определение влияния «затекания»
воздуха на температурный режим
в скв. 2^a г. Загорска
(6—7/II 1961 г.)***

Глубина, м	Температура, °С		Разница, °С
	при от- крытом устье скважины	при закрытом	
15,0	6,45	6,21	+0,06
17,5	6,15	6,20	+0,05
20,0	6,17	6,20	+0,03
22,5	6,25	6,27	+0,02
25,0	6,21	6,25	+0,04
27,5	6,25	6,26	+0,01
30,0	6,38	6,40	+0,02
32,5	6,35	6,37	+0,02

* Точность измерений $\pm 0,02^{\circ}$ С.

* Точность измерений $\pm 0,02^{\circ}$ С.

глубины 25 м (табл. 45). Опыты по определению искажающего влияния конвекции обсадных труб и их диаметра на естественное распределение температуры по всей длине скважины производились нами при учете следующих соображений:

- в результате конвекционных токов в заполнителе скважины (воздух, вода, глинистый раствор), а также кондуктивной теплопередачи по обсадным трубам верхняя часть скважины должна нагреваться, а нижняя — охлаждаться;
- максимальные отклонения от естественного температурного режима, исходя из этого, должны наблюдаться в приуставьевой части, особенно при наличии в скважине воздуха;
- роль конвекции и теплопередачи по обсадным трубам должна увеличиваться с увеличением диаметра скважины и числа обсадных колонн;

— конвекция в заполнителе, а также теплопередача по трубам действуют в одном направлении.

Поскольку конвекция и теплопередача по трубам действуют в скважине в одном направлении и должны сказываться в максимальной степени в приустьевой части мы поставили перед собой задачу определить эффект их совместного воздействия в верхней части скважины. Для оценки максимального эффекта выбирались скважины, заполненные воздухом, с максимальным диаметром и числом колонн, а также перепадом температур (градиентом). Опытные полевые работы с этой целью производились в скв. 39 Северо-Ставропольской площади; скв. «Западная» г. Пятигорска; скв. 74 г. Махачкала; скв. 16 пос. Зимняя Ставка (г. Очикулак); скв. 8494 г. Кривой Рог и скв. 23 г. Полтавы. Исходя из выявленных закономерностей и поставленных задач, автором была разработана, а затем применена на практике специальная методика опытных полевых работ, которая заключалась в том, что у выбранной для опытных работ глубокой обсаженной трубами скважины бурились мелкие, малого диаметра (25 мм), скважины, которые трубами не обсаживались, а во время измерений температуры тампонировались теплоизоляционным материалом. Измерения производились одновременно и на одинаковой глубине в глубокой и в мелких скважинах. Кроме того, в глубокой скважине измерения производились при свободной циркуляции воздуха и при изоляции нижней части с помощью специальных дисков, плотно прилегающих к стенкам скважины. При этом предполагалось, что измерения в скважине в условиях свободной циркуляции и после установки изоляционного диска дадут разницу, возникающую за счет подтока тепла из нижней части скважины. Поток тепла по обсадным трубам, который в данном случае не улавливается (при установке диска), предполагалось определять при помощи измерений в ряде расположенных неглубоких затомпнированных скважинах (без конвекции) малого диаметра и не обсаженных трубами путем вычитания разницы за счет конвекции (определенной по первой части опыта). Определения в мелких скважинах должны были дать также суммарное влияние конвекции и теплопередачи по обсадным трубам. Полученные результаты свидетельствуют о том, что влияние конвекции и обсадных труб существенно оказывается лишь в приустьевой зоне скважины. Здесь имеет место так называемое затекание холодного воздуха или прогрев обсадных труб под влиянием солнечной радиации. Однако, эти искажения при диаметре скважины 6—10" не распространяются практически глубже 10—20 м, а при наличии специальных оголовков эта глубина уменьшается. Существенную роль «затекание» играет при большом диаметре, например, в шахтных колодцах. «Нивелирующее» влияние конвекции и обсадных труб по отношению к глубоким частям скважины лежит за пределами точности применявшихся термометров ($\pm 0,03^\circ\text{C}$). При точных термометрических исследованиях ($\pm 0,01^\circ\text{C}$) рекомендуются скважины диаметром не более 2—4". В случае большого диаметра его можно уменьшить с помощью «пучка» труб малого диаметра.

4. ЭФФЕКТ ТЕМПЕРАТУРНОЙ ПОПРАВКИ В ГИДРОГЕОЛОГИИ

Как известно, при увеличении температуры вязкость воды уменьшается, а скорость фильтрации растет. При уменьшении температуры скорость падает, так как уменьшается вязкость воды. При сопоставлении результатов, полу-

чаемых различными методами, итоговые цифры должны приводиться поэтому к одной температуре с помощью формулы:

$$k_{\text{иск}} = \frac{k_{\text{факт}} \cdot T\Pi_{\text{иск}}}{T\Pi_{\text{факт}}}, \quad (40)$$

$$T\Pi = 1 + 0,0337t + 0,000221t^2, \quad (41)$$

где $T\Pi$ — температурная поправка;
 $k_{\text{иск}}$, $k_{\text{факт}}$ — коэффициент фильтрации при искомой и фактической температурах;
 t — температура, $^{\circ}\text{C}$.

Для определения температурных поправок вместо формулы (31) можно пользоваться специальным графиком (рис. 35). Важность учета температурной поправки до сих пор в гидрогеологии явно недооценивается. Между тем, она имеет значение при всех видах гидрогеологических исследований. В связи с повышением точности гидрогеологических методов исследований назрела необходимость приведения всех гидрогеодинамических параметров к единой температуре (например, 18°C) или указывать температуру, при которой они определялись. Влияние температуры на вязкость, а следовательно, и скорость ее фильтрации наблюдается повсеместно. Это приходится иметь в виду, например, на наливах в шурфы, так как нестабильность расхода во времени (стабильность его служит основанием для прекращения налива) может обусловливаться колебаниями температуры воздуха или используемой воды. Так, при наливе в шурф в Спасском канале Куйбышевского Заволжья разница расходов во внешнем кольце в течение 20 ч достигала 2,3 л/ч, или 19% от среднего, а во внутреннем 0,3 л/ч, или 15% от среднего расхода. При учете поправок на температуру разница уменьшилась соответственно до 1,5 и 0,1 л/ч, или до 13 и 5% (табл. 46). Значение учета температурных поправок видно и на примере результатов оценки гидрогеодинамических параметров на двух участках, расположенных в 6 м друг от друга (табл. 47 и табл. 48).

Надо добавить, что в том случае, когда исследования проводятся с разрывом во времени, измеряемом месяцами, разница в значениях гидрогеодинамических параметров за счет $T\Pi$ значительно больше и может достигать 50—100%. Особое влияние температуры на скорость фильтрации подземных вод отмечено на участках инфильтрационных водозаборов. Так, по данным изучения режима дальневосточных водозаборов установлено, что при изменении температуры речной воды в течение года примерно на 20°C расход инфильтрационных водозаборов зимой составил лишь 55—65% летнего расхода (Земляной, Ярушкин, 1971 г.). Это приобретает уже огромное практическое значение. Пренебрежение учетом температурной поправки может приводить к большим расхождениям в злачениях получаемых данных, чем плановая неоднородность пород (табл. 49).

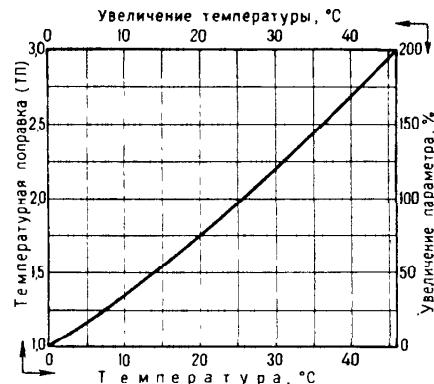


Рис. 35. График температурных поправок

Таблица 46

**Влияние суточных колебаний температуры воды в шурфе на расход
в Спасском канале Куйбышевской области (1972 г.)**

Дата, время	Средняя температура воды и поро- ды в зумифе, °C	Расход, л/ч				Примечания	
		фактический		приведенный ($t = 18^{\circ}\text{C}$)			
		Внешнее кольцо	Внутреннее кольцо	Внешнее кольцо	Внутреннее кольцо		
17/VII 1972							
19—00	22,0	13,4	2,2	12,2	2,0	Фактический расход сглажен соответственно по пяти- и трехразовым замерам	
20—00	21,9	13,4	2,2	12,2	2,0		
21—00	21,6	11,7	2,2	10,7	2,0		
22—00	21,4	11,9	2,0	11,0	1,9		
23—00	21,1	12,2	2,0	11,3	1,9		
24—00	19,9	11,1	2,1	10,6	2,0		
18/VII 1972							
1—00	18,7	11,1	1,9	10,9	1,9		
2—00	18,4	11,7	1,9	11,6	1,9		
3—00	18,1	11,3	1,9	11,3	1,9		
4—00	19,00	11,0	2,0	10,7	1,9		
5—00	18,8	11,8	1,9	11,5	1,9		
6—00	18,8	11,5	1,9	11,3	1,9		
7—00	19,2	11,2	2,0	10,9	1,9		
8—00	20,6	11,5	2,1	10,8	2,0		
9—00	20,8	11,8	2,1	11,1	2,0		
10—00	21,2	12,1	2,2	11,3	2,0		
11—00	21,4	12,3	2,1	11,4	1,9		
12—00	21,6	12,7	2,1	11,7	1,9		
13—00	22,3	13,0	2,1	11,8	1,9		
14—00	22,4	13,4	2,2	12,1	2,0		

В этом плане заслуживает специального изучения вопрос о влияния режима температуры пород зоны аэрации на формирование многолетних закономерностей изменения уровня грунтовых вод. До настоящего времени он остается практически не изученным. Дело в том, что хотя цикличность в режиме уровня грунтовых вод и связана с цикличностью солнечной активности, но влияние последней оказывается в различных районах по-разному. В одних случаях это происходит синхронно, в других — асинхронно. В одних районах изменение характера циркуляции атмосферы приводит к увеличению осадков и, следовательно, повышению уровня грунтовых вод, а в других районах этот же тип циркуляции (связанный с тем же циклом солнечной активности) приводит к уменьшению количества осадков и, следовательно, к понижению уровня грунтовых вод. При долгосрочных прогнозах важно поэтому иметь прогноз циркуляции атмосферы и знать условия осадкообразования, связанные с тем или иным типом циркуляции атмосферы. На этом мы уже останавливались, но нельзя, однако, сбрасывать полностью со счета при этом еще один важный фактор. Даже при синхронном изменении количества атмосферных осадков в пре-

Таблица 47

Результаты изучения фильтрационных свойств пород зоны аэрации (в плане) гидрогеотермическими методами в скважинах на первом кусте Спасского канала Куйбышевской области (27—28/VII 1972 г.)

Глубина, м	Действительная скорость передвижения фронта тепловой волны с заливаемой в пусковую скважину водой, м/сут		Действительная скорость при $t=18^{\circ}\text{C}$, м/сут	
	в условиях естественной влажности и температуры (начало опыта)	после насыщения пород	фрона увлажнения	границы раздела
0,50	$4,94_{t=22}$	$3,29_{t=27}$	4,49	2,67
0,75	—	$3,4_{t=18}$	—	3,04
0,80	$1,20_{t=21}$	$2,88_{t=25}$	1,12	2,44
1,00	—	$1,69_{t=24}$	—	1,45
1,10	$1,27_{t=20}$	$3,29_{t=23}$	1,20	2,92
1,40	$1,27_{t=19}$	$2,10_{t=22}$	1,24	1,91
1,65	$1,00_{t=17}$	$1,36_{t=20}$	1,03	1,30

Таблица 48

Результаты изучения фильтрационных свойств пород зоны аэрации (в плане) гидрогеотермическими методами в скважинах на втором кусте Спасского канала Куйбышевской области (29—30/VII 1972 г.)

Глубина, м	Действительная скорость передвижения фронта тепловой волны с заливаемой в пусковую скважину водой, м/сут		Действительная скорость при $t=18^{\circ}\text{C}$, м/сут	
	в условиях естественной влажности и температуры (начало опыта)	после насыщения при подогреве воды в пусковой скважине	фрона увлажнения	границы раздела
0,60	$4,68_{t=20}$	$3,75_{t=23}$	4,46	3,32
0,85	$1,83_{t=19}$	$2,28_{t=22}$	1,79	2,07
1,10	$1,25_{t=18,5}$	$3,19_{t=20}$	1,23	3,04
1,35	$0,88_{t=17}$	$2,28_{t=18}$	0,90	2,28
1,60	—	$0,90_{t=16}$	—	0,92

делах крупных регионов соотношение между поверхностным стоком и инфильтрационной составляющей зависит, строго говоря, от температуры пород зоны аэрации. При увеличении температуры скорость инфильтрации растет. В то же время при одновременном повышении температуры пород зоны аэрации на крупной территории приток инфильтрационных вод произойдет быстрее там, где зона аэрации сложена хорошо проницаемыми породами, а мощность ее минимальна. При глубоком залегании грунтовых вод произойдет

Т а б л и ц а 49

Влияние плановой неоднородности пород зоны аэрации и температуры на дисперсию в оценке гидрогеодинамических параметров на примере балансового участка Рикантай (1973 г.)

Интервал, м	Скорость фильтрации, м/сут						Разница, м/сут	
	$t = 18^\circ \text{C}$			$t = 7^\circ \text{C}$ («нейтральный слой»)				
	Площадки						за счет плановой неоднородности	за счет разницы в температурах (11°C)
	3	7	9	3	7	9		
0,75—1,35	4,8	4,1	—	4,0	3,4	—	0,7	0,7—0,8
1,0—1,5	—	—	2,2	—	—	1,8	—	0,4
1,2—2,0	4,3	—	4,8	3,6	—	4,0	0,5	0,7—0,8
2,0—2,5	—	—	0,9	—	—	0,75	—	0,15

запаздывание в изменении уровня относительно изменения атмосферных осадков. Это запаздывание будет тем больше, чем ниже фильтрационные свойства пород зоны аэрации и чем больше их мощность и не только ввиду этих свойств, имеющих важное значение, но также ввиду ускорения или замедления темпов их прогревания или охлаждения. Режим температуры пород верхних слоев земной коры формируется под огромным воздействием солнечной радиации (изменение характера циркуляции атмосферы играет, по-видимому, второстепенную роль), в связи с чем явление асинхронности температуры пород относительно цикличности солнечной активности должно проявляться в этом случае реже и в меньших масштабах.

5. МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ И ОЦЕНКИ КАЧЕСТВА ТЕРМОМЕТРИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ

Любая работа, как правило, начинается с учета и систематизации полученных материалов. Учет или регистрация производится обычно в журнале в табличной форме, после чего проводится комплексная оценка его качества, что является предварительным условием при систематизации.

Первичная документация

Результаты измерений температуры непосредственно у наблюдательной скважины заносятся в полевой дневник (табл. 50 и табл. 51). Записи из полевого дневника переносятся в полевой журнал, форма которого аналогична форме полевого дневника, но с дополнительными графиками, в которых указывается геологический разрез скважины, гидрологические условия (глубина вскрытия водоносных горизонтов и установившиеся уровни, удельный дебит, химический состав воды), период покоя скважины до замера, конструкция, глубина, абсолютная отметка устья.

Таблица 50

Форма записи в полевом дневнике результатов измерений температуры термометрами сопротивления

Номера датчиков	Глубина, м	Общее сопротивление датчика, Ом	Сопротивление датчика, Ом	Температура, °C
1	2,5	3578	3517	10,62
2	5,0	3784	3723	8,78
Сопротивление линии		61	—	—

Таблица 51

Форма записи в полевом дневнике результатов измерений температуры ртутными термометрами

Глубина, м	Дата и время		Номер термо-метра	Температура, °C			Примечания
	Спуск	Подъем		Отчет	Поправка	Скорректиро-ванный отчет	
2,5	7/VI 1962, 19 ч 30 мин	8/VI 1962, 1 ч 00 мин	773	13,72	-0,04	13,68	
5,0			1841	12,80	+0,01	12,81	
7,5			873	13,79	-0,04	13,75	Скважина сухая (измерения выполнялись в воздушной среде)

Обработка и оценка качества

Для оценки качества термометрических данных существует несколько способов: по периоду покоя, графическая оценка, методы математической статистики и по температуре «нейтрального слоя» (Фролов, 1964, 1968). Здесь напомним лишь метод оценки качества по температуре «нейтрального слоя», который, на наш взгляд, является наиболее эффективным. Сущность его заключается в сравнении температуры, зафиксированной в данной скважине на глубине 25 м, с температурой «нейтрального слоя» на карте (Фролов и др., 1964). При этом особое внимание уделяется точности нанесения скважины на карту «нейтрального слоя». Если это трудно сделать, то температура, измеренная в скважине на глубине 25 м, приводится к уровню моря и сопоставляется с соответствующей температурой на карте. Первичную обработку материалов рекомендуется нами делать в форме режимной таблицы (табл. 52) и режимного термометрического графика (см. рис. 33). Режимная таблица, по-видимому, не требует особых объяснений. На режимном термометрическом графике слева от геологической колонки показывается изменение абсолютных температур с глубиной на различные даты замеров, а справа — величина температурных изменений за определенное время (сутки, месяц, год). Поскольку величина

Таблица 52

Режим температуры в скважине *x*

Глубина, м	№ термо-метра	1968 г.								1969 г.	Изменения температуры, °С		
		1/І		2/І		1/IV	1/VII	1/X	1/І		суточные	годовые	
		7 ч	13 ч	19 ч	1 ч								
2,5	369	8,14	8,12	8,10	8,11	8,13	7,54	9,41	15,20	8,12	0,04	7,66	
5,0	998	5,53	5,52	5,53	5,53	5,52	3,12	6,21	8,27	5,51	0,01	3,15	
7,5	935	4,63	4,63	4,63	4,63	4,63	4,11	3,85	4,25	4,63	0,00	0,78	

температурных изменений возрастает с увеличением сроков между замерами, то каждое последующее изменение температуры (за более длительный промежуток времени) включает предыдущее. В процессе дальнейшей обработки материалов используются многие другие виды таблиц и графиков. При любой обработке следует пользоваться параметрами в одной системе единиц, а также строго соблюдать принцип однотипности величины и глубины залегания интервалов разреза, для которых принимаются те или иные параметры. Ранее на это уже обращалось внимание («Методические указания по изучению термальных вод в скважинах», 1964). Однако имеется немало примеров незнания этого правила или пренебрежения им.

Глава IX

ТЕРМОМЕТРИЧЕСКАЯ АППАРАТУРА

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Термометрия выделилась как раздел физики, в котором рассматриваются методы измерения температуры, установления температурных шкал, а также конструирования термометров, разработки способов их градуировки, поверки и правил отсчета. Температуру удобно рассматривать как физическую величину, являющуюся мерой отклонения данного тела от теплового равновесия с другим телом, состояние которого условно принято за нулевое. Как известно, с изменением температуры тела меняются в той или иной степени почти все его физические и геометрические характеристики, по непосредственное измерение температуры связано с большими трудностями. Проще определить температуру специальным термометрическим телом (термометром), изменение одной из характеристик которого (объема, давления, сопротивления и т. д.) в зависимости от температуры заранее установлено и практически легко определяется. Для удобства и точности отсчета температуры заранее устанавливают температурную шкалу путем интерполяции между двумя точками, взятыми за опорные (реперные). В качестве реперных точек используют фазовые равновесия однокомпонентных систем (табл. 53).

Основные реперные точки температурных шкал

Шкала	Температура фазового равновесия однокомпонентных систем (реперные точки)		Абсолютный нуль	Примечания
	Вода—лед	Вода—пар		
Цельсия	0	100	—273,16	Предложена в 1742 г. В начале пуль был в точке кипения воды
Реомюра	0	80	—218,4	—
Фаренгейта	32	212	—459,4	Предложена в 1724 г. В начале пуль наносился при температуре плавления эвтектики лед—соль
Кельвина	273,16	373,16	0	Предложена в 1948 г. В настоящее время принята в качестве международной

Поскольку числа, приписываемые реперным точкам, являются произвольными, величина градуса в различных шкалах разная. Указанные шкалы связаны между собой соотношением:

$$n^{\circ}\text{C} = (n + 273,2)^{\circ}\text{K} = (0,8n)^{\circ}\text{R} = (1,8n + 32)^{\circ}\text{F}. \quad (42)$$

Численное значение реперных точек термометрической шкалы в области минус 269— плюс 1063° С воспроизводится газовым (водородным) термометром, который называется первичным и принят в качестве эталонного в 1887 г. Международным комитетом мер и весов. В диапазоне минус 183 — плюс 630° С в качестве эталонных применяют платиновые термометры сопротивления. Вторичными образцовыми термометрами первого разряда в области температур от минус 30 до плюс 500° С являются ртутные термометры марки ТР с ценой деления от 0,01 (в диапазоне 0,0—50° С) до 0,1° С (в диапазоне 300—500° С).

2. ТИПЫ ТЕРМОМЕТРОВ, ИХ ПОГРЕШНОСТИ И ТАРИРОВКА

В зависимости от физического свойства или состояния, выбранного для определения по его изменению температуры, различают следующие группы термометров: 1) газовые (по давлению и объему); 2) жидкостные (по объему); 3) деформационные (по изменению линейных размеров твердых тел, а также в комплексе с изменением объема жидких тел и давления газов); 4) сопротивления (по изменению сопротивления некоторых проводников и полупроводников); 5) термоэлектрические (по изменению электродвижущей силы термопар);

б) пирометрические (радиационные, оптические, фотоэлектрические и цветовые). При гидрогеотермических исследованиях применяются жидкостные, деформационные, сопротивления и термоэлектрические термометры.

Жидкостные термометры

В жидкостных термометрах в качестве термометрического вещества применяют обычно ртуть, спирт и толуол. Ртуть наиболее удобна для термометров, используемых при гидрогеотермических исследованиях, благодаря высокой точке кипения *, небольшой теплопроводности, отсутствию смачиваемости стенок капилляра, а также сравнительной простоте получения ртути в химически чистом виде. Ртутные термометры бывают в основном двух видов: палочные или штабные и термометры с вложенной шкалой. При выборе ртутного термометра уделяется внимание его техническим данным (табл. 54). С точки зрения методики исследований важно различать срочные термометры, реагирующие как на понижение, так и на повышение температуры, а также максимальные, реагирующие только на повышение температуры, а при переходе на более низкие значения, требующие предварительного охлаждения и встряхивания. Основной и существенный недостаток ртутных термометров заключается в том, что за один спуск в скважину термометра производится лишь один отсчет температуры в одной точке. В связи с этим на практике обычно применяются связки, т. е. несколько термометров в гильзах, укрепленных на одном тросе на различных расстояниях друг от друга, или фотoreгистрация столбика ртути непосредственно в скважине. Фототермометр состоит обычно из трех ртутных термометров и лентопротяжного механизма, помещенных в герметически закрытый кожух. Замер температуры производится фотографированием на фотопленку всех трех шкал термометров. Погрешность измерений при применении термометров с делениями шкалы $0,2^{\circ}\text{C}$ составляет $0,05^{\circ}\text{C}$. Время выдержки около 2 ч.

Во избежание изменения показаний термометра за время подъема из скважины их «заленивают», для чего применяются чаще всего оправы, изготовленные полукустарным способом. Может применяться также серийная оправа ОТ-1, выпускаемая Тбилисским заводом Гидрометприборов, но при этом исследуемый интервал скважины должен быть «сухим» (без воды). В этом случае стакан оправы наполняется предварительно водой, служащей термоизоляционным материалом. При простейшей модернизации указанной оправы, работа значительно облегчается, ускоряется и появляется возможность измерять температуру не только в воздушной, но и в водной среде. Для этого достаточно стакан оправы ОТ-1 заменить бронзовой или латунной гильзой — наконечником. Для измерения температур в сухой части скважины в качестве оправ можно применять также картонные футляры, которые имеются при каждом термометре. Подбор теплоизоляционного материала для «заленивливания» термометров (измельченная пробка с сургучом, медные опилки с сажей, пластилин, губчатая резина и др.) зависит от конкретных условий. Для глубинных измерений тем-

* При наполнении свободного пространства над ртутью в капилляре азотом точка кипения ртути повышается до 550°C , но стекло размягчается при температуре 500°C .

Таблица 54

Основные технические данные ртутных термометров

Термометры	Длина, мм	Диаметр внешний, мм	Форма ртутного резервуара и его размеры, мм	Шаг деления шкалы, °С	Пределы шкалы, °С
Равноделенные, об разцовые первого разряда, набор 15 штук (TP-1; TP-2)	500	9	Цилиндрическая	0,01	От 0 до 60
То же, набор 11 штук (TP-3; TP-4)	500	9	»	0,02	От 60 —155
Метеорологический, психрометрический (TM-4)	390—430	15—17	Шаровидная (9—12)	0,2	От —31 до +50
Метеорологический, почвенно-глубинный (TM-10)	350—370	15—17	Цилиндрическая, шаровидная	0,2	От —35 до +41 От —11 до +41 От —20 до +31
Метеорологический, родниковый	195—210	10—13	Цилиндрическая (7), шаровидная (8—10)	0,2	От +3 до +41
Метеорологический, максимальный (TM-1)	320—360	17—19	Шаровидная (13), цилиндрическая (8)	0,5	От —36 до +51 От —21 до +71
Для определения температуры поверхности почвы	320—360	16—19	Цилиндрическая (7—10)	0,5	От —25 до +70 От —35 до +60
Максимальные (TP-7, TP-13)	210—215	13—14	Цилиндрическая	1,0	От +15 до +155 От +115 до +255
Срочные (TЛ-4, TЛ-18, TЛ-24)	270—510	5—11	»	0,1	От 0,0 до +50,0 От +4,5 до +35,5 От +47,5 до +102,5 От +129,5 до +200,5

пературы в скважинах максимальными термометрами широко применяются разнообразные по форме стальные герметические гильзы.

Погрешности ртутных термометров обусловливаются следующими причинами: а) отсутствием строгой зависимости между температурой и выбранной для ее определения физической характеристикой (объемом) ввиду непостоянства температурного коэффициента расширения ртути; б) изменением термометрического вещества не истинным, а кажущимся вследствие изменения физических характеристик не только ртути, но и вещества, из которого изготовлен резервуар и капилляр термометра; в) невозможностью изготовления капилляра строго цилиндрической формы; г) изменением положения референтных точек («верхнее изменение точки нуля» и временные депрессии — понижения нуля); д) влиянием внешнего давления вследствие упругих эластичных свойств стекла; е) внутренним давлением, обусловленным давлением мениска ртути (капиллярные силы), давлением паров или газа, наполняющих верхнюю часть капилляра, и гидростатическим давлением столбика ртути; ж) изменением длины

«выступающего столбика ртути» при передвижении термометра в скважине; з) инерционностью; и) чувствительностью.

Факторы, перечисленные в пунктах а, б, в, автоматически учитываются с достаточной степенью точности при поверке термометров путем определения суммарной поправки. Изменение положения реферных точек (г) учитывается при повторных поверках. Влияние инерционности устраняется при определенной выдержке, а чувствительность учитывается и регулируется подбором термометров в соответствии с характером и точностью исследований. Влияние внутреннего давления невелико и при шкале ртутного столбика 100°C достигает всего $+0,1^{\circ}\text{C}$. Особое внимание в практике гидрогеотермических исследований требует учет влияния внешнего давления (д) и выступающего столбика ртути (ж), обусловливающих ошибки в целые градусы. Первое устраняется при помощи герметических гильз или введением грубых поправок $-0,10^{\circ}\text{C}/10^5\text{ Па}$ для термометров марки ТМ-1 и $-0,12^{\circ}\text{C}/10^5\text{ Па}$ для ТП-7 и ТП-13, определявшихся специально в скважинах и близко совпадающих с лабораторными определениями. Ошибки за счет выступающего столбика ртути учитываются при помощи специальных таблиц, для пользования которыми, однако, необходимо знать температуру выступающего столбика при подъеме термометра на поверхность, что практически сделать невозможно. Проще устраниить ошибку за счет «выступающего столбика ртути» помещением термометра во время отсчета в среду с температурой, близкой к показаниям термометра.

Деформационные термометры

В основе деформационных термометров лежит физическое свойство твердых тел изменять линейные размеры под непосредственным температурным воздействием (биметаллические термометры) или под давлением жидкости, газа, находящихся при постоянном объеме (манометрические термометры).

Биметаллические термометры использовались до недавнего времени главным образом в термографах при метеорологических исследованиях, но затем стали выпускаться и для глубинных измерений. Датчиком биметаллических термометров является спай из двух разнородных металлов, например железа и меди. Ввиду неодинакового коэффициента линейного расширения спаянных металлов приемная часть деформируется при изменении температуры. Зная закономерности этой деформации, определяют температуру окружающей среды путем прикрепления к одному из концов спая регистрирующего устройства. Форма спаев может быть различной. В гидрометеорологических термографах спаи применяются чаще в виде пластин различной формы, в глубинных используется многовитковая цилиндрическая пружина из полосы термобиметала (табл. 55).

В манометрических термометрах в основу положен принцип зависимости между температурой и давлением жидкости или газа при постоянном объеме. Давление термометрического вещества передается на трубчатую манометрическую пружину, которая в свою очередь передает деформацию на регистрирующее приспособление. Манометрический термометр состоит из четырех герметично соединенных узлов: термобаллон, трубчатая пружина, капиллярная трубка и регистрирующее устройство. Манометрические термометры изготавливают Татарский совнархоз и завод «Теплоконтроль» для дистанцион-

Таблица 55

**Основные технические данные глубинных биметаллических термометров
(Московский завод контрольно-измерительных приборов)**

Технические данные	Тип термометра	
	ТГБ-1	ТГБ-3
Пределы измерений, °С	20—150	0—170 (с интервалами 60°)
Погрешность измерений, °С	0,5	1,0
Чувствительность, °С	0,3	0,5
Масштаб записи, °С/мм	2,90	1,05
Продолжительность непрерывной записи, ч	4	4
Допускаемая скорость спуска при градиенте 0,1° С/м, м/ч	1000	—
Допускаемое давление, 10 ⁵ Па	400	400
Длина, мм	981	1065
Диаметр, мм	35	36
Масса, кг	8	4,5
Запись	Корундовым пером на фольге	Иглой на металле

ных измерений не более чем на 60 м (марки ТСГ и ТПГ). В качестве термометрического вещества используется газ (азот), пар (хлористый этил, этиловый эфир) или жидкость (ртуть, керосин и др.). Диапазон регистрируемых температур от —60° С до +550° С. Используются преимущественно в промышленности и реже в метеорологии.

Электрические термометры

Электрические термометры выгодно отличаются от ртутных возможностью дистанционных и непрерывных измерений. При гидро-геотермических исследованиях широкое применение нашли термометры сопротивлений (проводочные и полупроводниковые) и термоэлектрические (термопары). Принцип действия первых основан на изменении сопротивления термометрического металла или полупроводника с изменением температуры, а вторых — на явлении термоэлектрического эффекта.

Проводочные термометры сопротивлений. Зависимость сопротивления чистых металлов (платина, медь, железо, никель, вольфрам) от температуры имеет линейный характер в широком диапазоне температур. Основной частью термометра является чувствительный элемент, представляющий проволочное сопротивление с большим температурным коэффициентом. Обычно в электротермометрах в качестве чувствительного элемента используется медная проволока вследствие ее дешевизны, простоты получения в чистом виде и удобства в обращении (мягкость, легкость спайки). В образцовых термометрах используется платина.

Для термометрических исследований в скважинах в комплект аппаратуры и оборудования промыслового-геофизических партий входят электротермометры сопротивлений на трехжильном или одножильном кабелях. Электротермометр

на трехжильном кабеле представляет собой электрический мостик, состоящий из четырех сопротивлений, которые помещаются в защитную металлическую гильзу, опускаемую в скважину. Регистрирующая аппаратура — потенциометр ЭП-1 при полуавтоматической и дискретной записи и электронный самопишущий потенциометр или фоторегистратор при автоматической записи. Применяемые при промыслово-каротажных работах термометры не рассчитаны на высокую точность (обычно ниже 0,2—0,5° С).

Поэтому в Институте физики Земли АН СССР разработаны специальные электротермометры сопротивления для прецизионных исследований. Процесс измерения температуры сводится к измерению электрического сопротивления (компенсационным методом) чувствительного элемента (обмотки), изготовленного из медной проволоки. По потенциометрической схеме с четырехжильным кабелем при тщательной градуировке термометра можно измерять температуру с точностью $\pm 0,01^\circ \text{C}$ (при температуре до 50°C). При увеличении температуры до 100°C точность падает примерно в два раза (по сравнению с 0°C). Тепловая инерция термометров ИФЗ АН СССР колеблется от 1,5—2,0 с (Т-8) до 7—8 с (Т-9).

Полупроводниковые термометры сопротивления. В последние годы при гидрогеотермических исследованиях в качестве датчиков температуры стали широко применяться полупроводниковые резисторы — термисторы. Теоретические возможности применения терморезисторов в качестве датчиков температуры рассмотрены в многочисленной литературе. Основными преимуществами термисторов перед проволочными термометрами сопротивления являются: высокая чувствительность, малая тепловая инерция, малые размеры, простота устройства и меньшие требования к точности измерения сопротивления благодаря относительно высокому температурному коэффициенту (3—6% на один градус). В интервале 50°C зависимость сопротивления термометра от температуры описывается известной формулой:

$$R = AT^{-C}e^{B/T}, \quad (43)$$

где R — сопротивление термистора при температуре T (К); A, B, C — константы, зависящие от физических свойств термистора.

В более широком интервале температур используется более точное выражение

$$R = A \exp \left(\frac{B}{T} + \frac{C}{T^2} \right). \quad (44)$$

Последняя формула дает очень хорошие результаты при наличии трех экспериментальных (реперных) точек в интервале 50°C , пяти в интервале 100°C и семи — 150°C . Константы находят при постоянной температуре для каждого интервала из соотношений:

$$\begin{aligned} \ln R_1 &= \ln A + \frac{B}{T_1} + \frac{C}{T_1^2}, \\ \ln R_2 &= \ln A + \frac{B}{T_2} + \frac{C}{T_2^2}, \\ \ln R_3 &= \ln A + \frac{B}{T_3} + \frac{C}{T_3^2}. \end{aligned} \quad (45)$$

Снятие реперных точек (тариовка) производится в специальных устройствах (термостатах), которые способны поддерживать постоянство температуры с заданной точностью.

Точность измерений температуры с помощью термисторов зависит в итоге от тщательности их тарировки. Качество термисторов определяется стабильностью их в работе, которой отличаются термисторы типа ММТ. Несмотря на это, при точных измерениях температуры они нуждаются в предварительном испытании на стабильность и в искусственном старении (быстрая смена температуры и длительная выдержка в термостате).

Проблема «старения» термисторов (изменение величины сопротивления при одинаковой температуре среды в связи с изменением свойств термометрического вещества) давно интересует исследователей, связанных с прецизионными измерениями температуры. Гидрогеотермической группой ВСЕГИНГЕО с марта 1968 года периодически тарируются пять термисторов марки ММТ-4. Перед первой тарировкой они выдерживались около трех суток в термостате при температуре 100—120° С (с периодическими понижениями). Постоянство температуры в термостате при тарировке контролировалось по образцовым ртутным равноделенным термометрам первого разряда марки ТР с точностью 0,00—0,003° С (шаг деления шкалы 0,01° С).

В интервале 30—50° С снималось не менее шести реперных точек, три из которых передавались на ЭВЦМ и три использовались для контроля. Анализ полученных данных показывает, что главная причина разнобоя в показаниях датчиков возникает из-за субъективных данных тарировщика, а не «старения». Особенno большие погрешности возникают при стремлении тарировать в условиях относительной стабильности температуры, хотя температура в этом случае снимается одновременно по образцовому термометру и тарируемому датчику. В условиях стабильности температуры (постоянство до $\pm 0,003$ ° С) в течение времени, необходимого для первичного и контрольного отсчетов температуры по всем датчикам (при 25 датчиках в течение примерно 30—40 мин), как показывают результаты контроля, нам легко удавалось тарировать в этих условиях с точностью до $\pm 0,01$ ° С (табл. 56). Лишь в отдельных случаях (как исключение) разница на контрольных точках достигала 0,04° С (см. табл. 56). В то же время повторная тарировка тех же датчиков в установке более высокого класса, но другим оператором, оказалась значительно хуже (см. табл. 56). К аналогичному выводу приводят и результаты анализа данных в многолетнем аспекте. На примере одного из датчиков видно, что за пять с лишним лет при температуре, близкой к нулю, разница не вышла за пределы 0,01° С, а по всей отградуированной шкале — 0,09° С (табл. 57). За более же короткий срок (9 мес.) по тем же причинам, что указывались выше, разница превышает в некоторых случаях 0,1° С (см. табл. 57).

Полученные данные показывают, что при тщательном соблюдении правил термообработки и выбраковки термисторов до их первичной тарировки эффект «старения» в течение изучавшегося периода (пять-шесть лет) можно спиздить до величины, соизмеримой с точностью измерения температуры ($\pm 0,01$ ° С).

В тех случаях, когда нет возможности составить пересчетные таблицы с помощью ЭВЦМ (это является лучшим вариантом, так как машина составляет таблицы с любым заданным шагом как по температуре, так и по сопротивлению), по полученным данным тарировки для каждого термистора строятся

Таблица 56

Проверка тарировочных таблиц по реперным и контрольным точкам

Датчики	Temperatura, °C									
	Реперные точки (по которым составлялись таблицы)			Контрольные точки (на машинную обработку не передавались)						
				Тарировка 24—25/VII 1973 г.			Тарировка 14—16/I 1974 г.			
	4,770	17,785	28,030	12,895	19,230	24,874	9,481	26,639	59,739	
27	4,770	17,785	28,030	12,894	19,222	24,859	—	—	—	
30	4,770	17,785	28,030	12,904	19,222	24,912	9,490	26,338	59,892	
54	4,770	17,785	28,030	12,900	19,226	24,868	9,502	26,349	59,813	
Разница, °C										
27	0,000	0,000	0,000	0,001	0,008	0,015	—	—	—	
30	0,000	0,000	0,000	0,009	0,008	0,038	0,009	0,301	0,153	
54	0,000	0,000	0,000	0,005	0,004	0,011	0,021	0,290	0,074	

Таблица 57

Результаты отсчета температуры по таблицам, составленным по данным тарировки термистора № 30 в разные годы

Сопротивление, Ом	Temperatura (°C) по таблицам, составленным по данным тарировки					Разница, °C	
	1968, март	1973		1974, январь	за 5 лет (1968—VII 1973)	за 9 мес (IV 1973—I 1974)	
		Апрель	Июль				
2000	—	35,42	34,81	34,93	—	—	0,31
2500	26,73	26,88	26,76	26,82	0,03	—	0,12
3000	20,31	20,42	20,40	20,43	0,09	—	0,03
3500	15,10	15,13	15,15	15,18	0,05	—	0,05
4000	10,64	10,67	10,71	10,75	0,07	—	0,08
4500	6,81	6,82	6,86	6,92	0,05	—	0,10
5000	3,48	3,45	3,47	3,56	0,01	—	0,11
5500	0,47	0,46	—	0,56	0,01 (IV 1973)	—	0,10

графики зависимости величины его сопротивления от температуры, для чего удобно применение полулогарифмических бланков, так как в системе координат $\lg R_t$ и $1/T$ график практически выражается прямой линией. Масштаб графиков выбирается с таким расчетом, чтобы обеспечить возможность снятия показаний с заданной точностью.

Из термисторов подобно ртутным термометрам комплектуются «косы». Количество датчиков в комплекте, порядок их подключения и расстояние между ними определяются задачами и характером проводимых работ. При термомет-

рических исследованиях в глубоких скважинах полупроводниковый термометр помещается в специальный герметичный снаряд (например, от термометра ЭТМИ-55) либо в оболочку из меди или латуни в виде цилиндра, с просверленным по центру гнездом. Три изолированных электрода * соединяют термистор через стандартный кабельный патрон с тремя жилами каротажного кабеля. Для уменьшения выдержки зазор между термистором и стенками снаряда смачивается трансформаторным маслом. Как показала практика, наиболее удобны для этого термисторы марки ММТ-4 с поминалом порядка 2–3 Ком, выпускаемые промышленностью во влагонепроницаемых герметизированных капсулах. При измерениях в неглубоких скважинах (небольшом давлении) заделка датчиков более проста. В многожильном кабеле во влагонепроницаемой хлорвиниловой оболочке делаются надрезы, и в одну из жил впаивается термистор, который заделывается в оболочку кабеля, а затем покрывается изоляционным материалом. При давлении более $(2-3) \cdot 10^6$ Па термистор помещают в металлическую гильзу и заливают составом, состоящим из 100 частей смолы ЭД-5, 20 частей молотого кварца или окиси алюминия, 10 частей полиэтиленполиамина и 10 частей дибутилфталата.

При исследованиях в зоне аэрации гидрогеотермической группой ВСЕГИНГЕО датчики помещались в металлические гильзы — наконечники (рекомендованные нами ранее для «залививания» ртутных термометров), которые заполнялись эпоксидной смолой. При таком способе герметизации измерения можно проводить и в скважинах, заполненных водой до глубин порядка 100 м. Выдержка при такой герметизации не превышает 5–10 мин.

Термоэлектрические термометры (термопары) основаны на использовании термоэлектрического эффекта. Термопара состоит из двух сваренных между собой разнородных (по физическим или химическим свойствам) проводников. При погружении рабочей части термопары (горячий спай) в измеряемую среду с температурой, отличной от температуры референса (холодного спая), в цепи возникает термоэлектродвижущая сила, определяемая разностью температур спаев термопары и фиксируемая регистрирующим устройством. При геотермических исследованиях обычно применяются медно-константановые термопары, интервал применения которых находится в пределах от 200 до +600° С.

Выбор характера электродов (проволока разного диаметра) определяется положением, когда «... сечения обоих термоэлектродов пропорциональны квадратному корню теплопроводности» (М. Попов, 1954 г.). Концы термоэлектродов спаиваются или свариваются и на всем протяжении тщательно изолируются друг от друга, за исключением места спая. Свободные концы термоэлектродов с помощью подводящих проводов выводятся наружу и подсоединяются к измерительным приборам. Недостатками термопар являются окисляемость электродов, что меняет их градуировочную характеристику, и трудность получения хорошего спая двух разнородных проводников. Однако основной недостаток термопар, ограничивающий их применение при геотермических исследованиях, заключается в том, что они в настоящее время самостоятельно не могут быть

* При исследованиях в зоне аэрации (небольшая глубина) используется двухпроводная схема, так как изменение сопротивления линии во времени в этом случае лежит за пределами точности измерений температуры ($\pm 0,01^\circ$ С).

использованы для замеров абсолютных значений температур в скважинах и используются в основном для измерений геотермического градиента. Из зарубежного опыта, однако, известно, что термопары могут самостоятельно применяться и для измерений абсолютных значений температур в скважинах глубиной до 4 м. В этом случае все замеры на исследуемом участке сопоставляются с данными измерений контрольной термопары, находящейся на поверхности в сосуде Дюара, заполненном смесью воды со льдом. В качестве регистрирующей аппаратуры используется портативный высокоточный потенциометр.

Инструментальные погрешности электрических термометров состоят из погрешностей датчика температур (термометр сопротивления, термистор), линии связи (токоведущие провода или кабель) и регистрирующей аппаратуры. Погрешности стандартных электротермометров, применяемых в практике промыслово-геофизических исследований, детально описываются в специальной литературе (Дахнов и Дьяконов, 1962 и др.).

3. ПРИБОРЫ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОВЫХ ПОТОКОВ

Теплофизические свойства горных пород (теплопроводность, теплоемкость и температуропроводность) определяются до настоящего времени в основном в лабораторных условиях по образцам, отобранным при полевых исследованиях и предварительно законсервированных. Аппаратура, применяемая при определении теплофизических свойств пород, подробно описана Е. А. Любимовой и Г. Н. Стариковой (Фролов и др., 1964) и, поскольку она относится к области лабораторных исследований, мы на ней не останавливаемся. Здесь рассмотрим тепломеры — приборы, применяющиеся для определения тепловых потоков непосредственно в полевых условиях, в том числе на участках разгрузки гидротерм (М. Каганов, Ю. Розеншток, 1961, 1962; Г. Фельдман, Ю. Шур, 1962 г. и др.).

Принцип действия тепломеров основан на возникновении перепада температур между двумя поверхностями, помещенной в нагретый грунт пластины с известной теплопроводностью. Вмонтировав в пластину измерители температур на ее поверхностях, можно, измеряя разность температур Δt , найти величину Q , пропорциональную тепловому потоку, проходящему через пластину $Q = A\Delta t$. Для определения коэффициента A регистрирующий прибор, измеряющий разность температур, градуируется в единицах потока тепла, проходящего через пластину. Конструкции тепломеров различны. По форме они представляют собой диск или прямоугольные пластины из плексиглаза, резины или других материалов. Толщина тепломеров должна быть малой по сравнению с длиной и шириной. В теле тепломера монтируются батареи последовательно соединенных термопар (обычно медно-константановых). Четные спаи термопар выводят на одну сторону пластины, а нечетные — на другую. Тепломер соединяется с гальванометром. При перепаде температур на поверхностях пластины тепломера на концах термобатареи возникает разность температур очагов, расположенных на противоположных сторонах пластины. Чувствительность тепломера определяется числом термопар и их термоэлектрической силой. Для определения суммарного теплового потока за рубежом применяются также калориметры.

4. СПУСКО-ПОДЪЕМНОЕ ОБОРУДОВАНИЕ И ПРИСПОСОБЛЕНИЯ

При работе с электрическими термометрами применяется обычно стандартная измерительная геофизическая аппаратура (каротажные станции), которая монтируется на специальных автомашинах. Каротажные станции включают источники тока, специальные кабели и соединительные провода, лебедки, блок-балансиры груза, различные материалы, ремонтно-монтажные инструменты; оснащены вспомогательными устройствами— датчиком глубин, меткоулавливателем, сигнально-переговорочным устройством и т. д. (С. Комаров, 1947 г. и др.). Для передачи термометрической информации на поверхность и спуска электротермометров в скважину применяются трехжильные и реже одножильные или семижильные кабели. Кабели, используемые для термометрических исследований, должны обладать высоким сопротивлением изоляции, максимальная величина которого определяется требуемой точностью измерений. При исследованиях в глубоких скважинах применяются бронированные кабели (табл. 58).

Т а б л и ц а 58

Приборы и материалы (выпускаемые серийно), входящие в электротермометрический комплект аппаратуры, используемой во ВСЕГИНГЕО

Приборы и материалы	Марка	Примечание
Мост постоянного тока	МО-61 МО-62 М-195	Класс 0,05 Класс 0,1 Отсчет сопротивления на МО-62 может производиться по встроенному гальванометру моста с помощью двухтрехкратной лупы для более точной компенсации
Гальванометр зеркальный		
Кабель многожильный, гидроизоляционный	КПВС КВП	
Терморезисторы	ММТ-4 ММТ-4 ММТ-5 ММТ-6 КМТ-1 КМТ-4	

Спуско-подъемные операции при работе в скважинах с электротермометрами производятся с помощью специальных лебедок, которые делятся на легкие, средние и тяжелые в зависимости от глубины исследований. Легкие лебедки с ручным приводом переносятся вручную или перевозятся подручным транспортом. Средние и тяжелые лебедки монтируются совместно с каротажными станциями или отдельно на специальных машинах, называемых каротажными подъемниками. Барабаны этих лебедок приводятся во вращение двигателем автомобиля через коробку отбора мощностей или от заднего моста, бензомотором или электродвигателем. Спуск кабеля в скважину производится при помощи блок-балансира, закрепленного над устьем скважины. Блок-балансир снабжен динамометром для определения напряжения кабеля. Для облегчения спуска термометра в скважину он снабжается верхним свинцовым грузом (до 40 кг).

При изучении режима температуры пород и подземных вод целесообразно избегать весьма трудоемких спуско-подъемных операций, в процессе которых всегда существует также опасность неточного совпадения требуемой глубины замера температуры (а при изучении режима температуры это имеет очень большое значение). Для устранения этой опасности, а также с целью сокращения спуско-подъемных операций рекомендуется изготавливать «косы» датчиков температуры для каждой скважины, которые остаются в скважине постоянно. Для изготовления «кос» датчики подсоединяются к многожильному кабелю на требуемом расстоянии друг от друга. Количество датчиков в «косе» ограничивается лишь наличием самих датчиков и количеством жил в кабеле. В n -жильный кабель можно вмонтировать $n - 2$ датчика; одна из оставшихся жил служит вторым (общим) измерительным проводом, а другая — для измерения сопротивления измерительной цепи в процессе работы. Термометры для прецизионных исследований комплектуют из отдельных элементов (табл. 58).

Ртутные термометры в зависимости от глубины исследования спускаются в скважину на тросе, проволоке, проводе или нерастягивающемся шнуре. При исследованиях в пределах слоя годовых теплооборотов связки термометров опускаются в скважину на осветительном шнуре, геофизическом проводе ПСМО или ПВР. В мелкие заплывающие скважины диаметром до 1—2", пройденные без крепления, термометры опускаются на штангах бурового инструмента. Термометр при этом помещается в специальную оправу с острым наконечником, которая соединяется со штангами специальным переходником. Этим же способом измеряется температура в плывунах, болотах и поверхностных водоемах *. Перед спуском приборов в скважину тросы, провода тщательно вымеряются и через определенные интервалы устанавливаются метки при помощи специальных металлических пластинок или изоляционной ленты. Метки на тросе служат для точного определения глубин, поскольку счетные механизмы на лебедках имеют обычно невысокую точность. Так как тросы и провода в процессе эксплуатации вытягиваются, то в первое время делают периодические контрольные измерения. Спуско-подъемные операции выполняются с помощью специальных лебедок. При небольшой глубине измерений используются полевые геофизические катушки ПК-49, катушка телефонного кабеля и т. д. При особо точных работах в скважинах сложной конструкции рекомендуется спуск и подъем ртутных термометров проводить вручную, благодаря чему хорошо чувствуются все особенности спуска и подъема (зацепы, уровень воды и пр.). Для спуска и подъема термометров на большую глубину применяются легкие лебедки с ручным приводом (лебедка ЦНИГРИ, Яковleva, ЛК-400) и средние лебедки (ЛЗИНМАШ-8) с приводом от двигателя автомобиля. Для направления проволоки или троса в скважину и во избежание трения о края обсадных труб применяются направляющие ролики или блок-балансиры при больших глубинах.

* При термометрической съемке с замерами до глубины 1 м может с успехом применяться термометр ТЭТ, серийный выпуск которого начат сравнительно недавно.

Г л а в а X

ИЗУЧЕНИЕ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ПОРОД ЗОНЫ АЭРАЦИИ

1. ВВОДНАЯ ЧАСТЬ

Методы изучения фильтрационных свойств пород зоны аэрации занимают важное место в комплексе гидрогеологических исследований, а резкое увеличение объема гидромелиоративных работ, масштабов подземного захоронения промышленных стоков и искусственного восполнения запасов подземных вод требуют повышения точности этих методов, их информативности, экономической эффективности и снижения трудоемкости. Как известно, широко применяемые ныне различные модификации наливов в шурфы имеют ряд существенных недостатков, главные из которых: низкая точность получаемых параметров; высокая трудоемкость как подготовительных работ, так и самого опыта; низкая информативность опыта, заключающаяся главным образом в том, что он дает осредненные результаты по практически неподдающемуся определению объему породы (учет неоднородности среды в процессе одного опыта невозможен). Ввиду этого в последние годы во ВСЕГИНГЕО разрабатывались принципиально новые методы, лишенные указанных выше недостатков: гидрогеотермические и радиоизотопные. При разработке любых методов изучения фильтрационных свойств пород зоны аэрации *«in situ»* неизбежно встают следующие важные проблемы:

- выбор эталона для сравнения получаемых новым методом параметров;
- внедрение датчиков без нарушения структуры изучаемых пород;
- учет значительных расхождений в способности пород зоны аэрации пропускать воду при естественной влажности в начале опыта и при полном насыщении;
- большое влияние изменчивости температуры пород зоны аэрации в пространстве и во времени на их фильтрационные свойства. Выбор реперных точек для сравнения;
- поиски возможностей учета экранирующего влияния верхних слабо проницаемых слоев при существенном улучшении фильтрационных свойств пород с глубиной;
- уменьшение продолжительности опыта. Разработка экспресс-методов.

В процессе разработки гидрогеотермических методов изучения фильтрационных свойств пород зоны аэрации экспериментальные исследования проводились в натурных условиях в отдельных районах Саратовского и Куйбышевского Заволжья, Прибалтики и Краснодарского края. Исследования включали комплекс работ: наливы в шурфы по методам Болдырева и Нестерова, лабораторные определения водно-физических и теплофизических свойств пород, определения коэффициентов фильтрации трубкой СпецГЕО и Каменского (в поле и в лаборатории), экспресс-наливы в шурфы, наливы в скважины и котлованы, наблюдения за режимом температуры воздуха, воды и пород в зоне аэрации.

Описанию широко применяемых в настоящее время гидрогеодинамических методов (полевых и лабораторных) посвящена весьма обширная литература. Их достоинства и недостатки хорошо известны и приводятся в табл. 59. Что касается радиоизотопно-индикаторных методов, то они имеют целый ряд

Обобщенные сравнительные данные о различных методах

Методы	Определяемые параметры	Основные достоинства	
		группы	метода
ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ	Болдырева	Скорость фильтрации (коэффициент фильтрации)	Простота
	Нестерова		Простота
	Гиринского		Высокая точность
	Биндемана		Простота
	Высоких колонн		Высокая точность
	Трехкольцевого инфильтрометра (Чернов)		Высокая точность
	Экспресс-наливы в одно кольцо		Простота и быстрота
	Трубки СиенГЕО и Каменского		Сравнительная простота
Радионизотопные и индикаторные	Гончарова—Скомаровского	Скорость фильтрации, коэффициент водоупорности, влажность	Возможность непрерывных (во времени и в пространстве) измерений в условиях естественного залегания комплекса параметров
ГИДРОГЕОТЕРМОМЕТРИЧЕСКИЕ	Сузуки	Скорость фильтрации (коэффициент фильтрации)	Возможность непрерывных (во времени и в пространстве) измерений в условиях естественного залегания комплекса параметров
	Столмана		Нет сведений См. достоинства группы

Таблица 59

изучения фильтрационных свойств пород зоны аэрации

Основные недостатки		Точность метода (эталон-метод трехкольцевого инфильрометра с $d=25; 50$ и 100 см)	Примечания
группы	метода		
Большая продолжительность опыта и высокая трудоемкость работ. Низкая информативность. Необходимость в полевых и лабораторных определениях дополнительных параметров (глубина промачивания, температура, высота капиллярного поднятия и т. д.)	Низкая точность, высокая трудоемкость и продолжительность	Данные не сопоставимы	Определяемый параметр по своей величине ближе к действительной скорости
		Поникающий коэффициент 0,3	Величина поникающего коэффициента зависит от продолжительности опыта и геолого-гидро-геологических особенностей
	Трудоемкость и необходимость дополнительного определения капиллярного давления	Высокая	
		Поникающий коэффициент 0,3	
Случайность результатов и низкая точность	Высокая трудоемкость и неприменимость на больших глубинах	Высокая	Точность отдельных правильных определений снижается за счет осреднения
	Сложность, высокая продолжительность опыта	Прият в качестве эталона	
Сложность и высокая стоимость аппаратуры. Необходимость в дополнительных определениях температуры для сопоставления данных	Низкая точность и случайность результатов	Низкая	
		Низкая	
Сложность интерпретации в слабопроницаемых породах (глины и тяжелые суглинки)	Низкая точность	Данные сопоставимы	
	Необходимость оценки $\tau_{зап}$ и λ	Низкая (по данным Столмана)	
		Удовлетворительная	

Методы	Определяемые параметры	Основные достоинства	
		группы	метода
ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ	По времени наступления средней температуры на нижней границе (экспресс-метод)	Действительная скорость	затраты. Простота метода, аппаратуры и ее низкая стоимость. Высокие точность и экономический эффект
	Фролова	Полулогарифмический график	скорость фильтрации (коэффициент фильтрации)
	По скорости перемещения границы раздела сред с различной температурой (экспресс-метод)	Действительная скорость (в комплексе с графиком и активная пористость)	Простота и быстрота

сходных черт с гидрогеотермическими методами. Имеются, однако, и существенные отличия (см. табл. 59).

Геотермические методы, используемые для решения гидрогеологических задач вообще, разработаны на базе двух исключительных свойств воды — необычно высокой ее теплоемкости и подвижности. Ввиду этих особых свойств подземные воды переносят в недрах Земли огромные количества тепла, создавая на пути движения термические аномалии в геотемпературном поле, масштабы которых и их знак зависят от расхода потоков подземных вод, путей их движения и скорости. Зная естественное геотемпературное поле, сформировавшееся под влиянием молекулярного теплообмена, и изучая характер термических аномалий на его фоне, можно решать различные гидрогеологические вопросы и такой, как изучение фильтрационных свойств пород зоны аэрации. Одна из особенностей этой методики заключается в том, что термическая аномалия в естественном геотемпературном поле создается искусственно, а поскольку имеется возможность контролировать время и причины ее вызывающие, а также следить за условиями ее формирования, то это позволяет использовать тепло как индикатор и выяснить таким образом фильтрационные особенности пород, на которые распространяется данная аномалия.

В зоне аэрации, отличающейся весьма сложными водным и тепловым режимами, установлено наличие следующих видов влаги: прочно связанной, рыхло связанной, свободной или гравитационной, парообразной и кристаллизационной. Как известно (Н. Н. Веригин, 1964 г. и др.), для практических расчетов при изучении процессов тепло- и массообмена в зоне аэрации можно пользоваться

Основные недостатки		Точность метода (эталон-метод трехкольцевого инфилтратометра с $d=25; 50$ и 100 см)	Примечания
группы	метода		
Сложность интерпретации в слабопроницаемых породах (глины и тяжелые суглинки)	Необходимость оценки c_0	Высокая	При комплексном использовании отпадает необходимость в лабора- торных определениях c_0 и возникает возмож- ность постепенной оценки активной пористости
	Необходимость определения a и λ	Высокая	
	Необходимость подогрева или охлаждения воды в зумпфе	Высокая	

сравнительно простым дифференциальным уравнением, имеющим для одномерного потока следующий вид:

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} - c_0 \rho_0 v \frac{\partial T}{\partial x} - c_0 \rho_0 T \frac{\partial v_x}{\partial x}. \quad (46)$$

Не касаясь физико-математического обоснования упрощений и хода реше-
ния, приведем лишь один из известных частных выводов, который позволяет
при инъекции в поток с постоянной скоростью раствора (с температурой, отлич-
ной от температуры пласта) определять действительную скорость фильтрации
по данным наблюдений за режимом температуры:

$$v_d = \frac{\bar{x} c_0}{c_0 \rho_0 \tau}, \quad (47)$$

где \bar{x} — глубина, на которой ведутся наблюдения за временем (τ) наступления
средней температуры в изучаемом интервале, см.

В процессе апробации решения в натурных условиях выяснилось, что оно
требует дополнительной проработки в части методики определения средней
температуры, так как в натурных условиях поддерживать во времени постоян-
ную температуру инъецируемой жидкости практически невозможно. Удалось
дополнительно выяснить и некоторые другие моменты.

При постоянной скорости влагопереноса ($v = \text{const}$) уравнение (46) при-
обретает более простой вид (11). Его решение для частного случая (фильтрация
воды в насыщенной среде при постоянной скорости и синусоидальных изменениях

температуры на поверхности) получено Сузuki еще в 1960 г. (Suzuki, 1960), а затем уточнено Столманом (22). Расчетная формула имеет вид:

$$v = \frac{\lambda}{c_0 \rho_0} \frac{B^2 - K^2}{K}, \quad (48)$$

где

$$B = \frac{2\pi \tau_{\text{зап}}}{\tau (x_2 - x_1)}, \quad (49)$$

$$K = \frac{\ln \Delta t_1 - \ln \Delta t_2}{x_2 - x_1}, \quad (50)$$

$\tau_{\text{зап}}$ — время запаздывания температурной волны (с) на глубине x_2 относительно глубины x_1 ;

$\Delta t_1, \Delta t_2$ — изменения температуры соответственно на глубинах x_1 и x_2 .

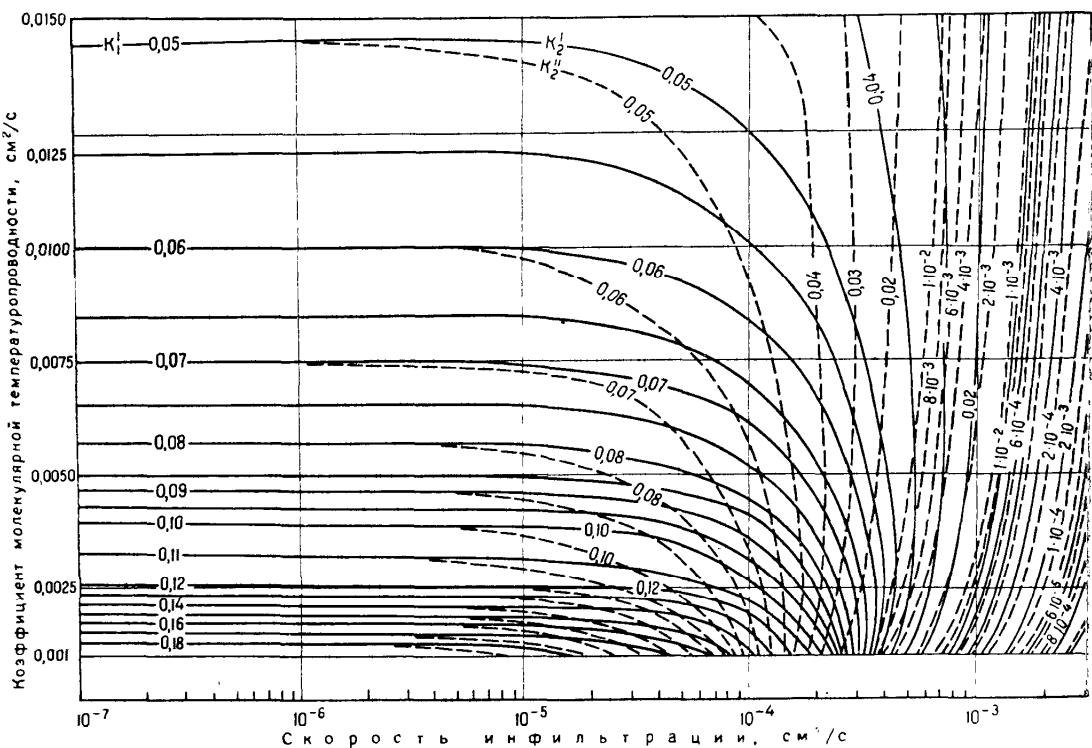


Рис. 36. Полулогарифмический график для оценки постоянной скорости инфильтрации по коэффициенту затухания суточной температурной волны (табулировано на ЭВЦМ: K_2' при $\lambda = a$ и K_2'' при $\lambda = 0,4a$)

Обе константы (B и K) определяются, как видим, по данным наблюдений за режимом температуры. Однако, как показали результаты исследований в натурных условиях, время запаздывания трудно правильно определить, а порой и невозможно. Поэтому предложен способ, базирующийся на указанном выше

решении уравнения, но не требующий оценки времени запаздывания температурной волны. Для определения равномерной и постоянной скорости составлены полулогарифмические графики (рис. 36 и 37) по данным табулирования на ЭВЦМ с использованием представительного массива гидрогеодинамических параметров по формуле (18). Скорость фильтрации можно оценить также подбором в формуле (18) без графика. Упомянем еще один способ определения действительной скорости фильтрации, который разрабатывался нами в натурных

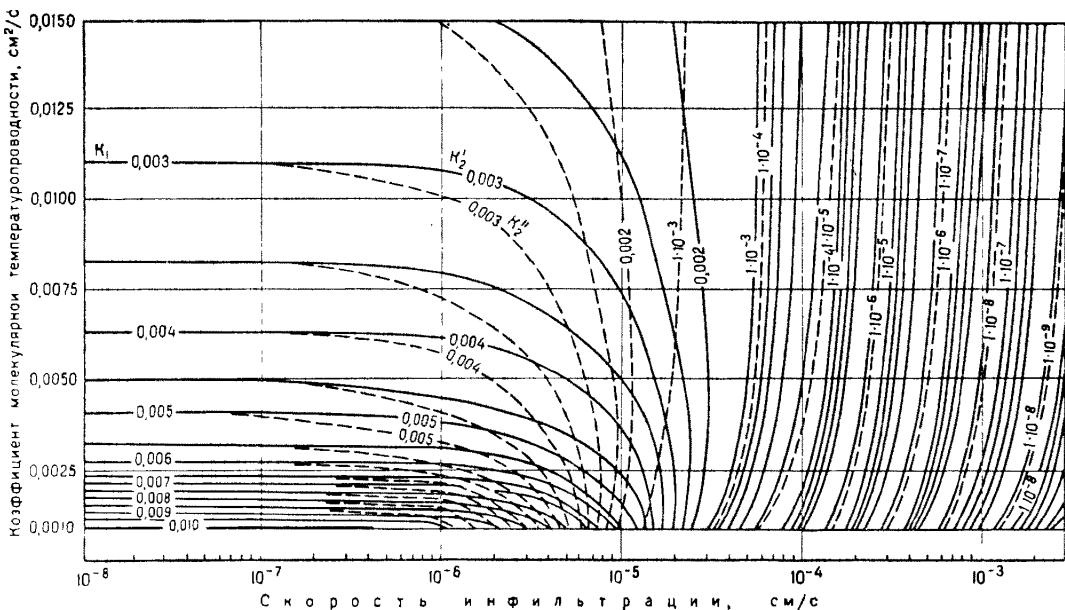


Рис. 37. Полулогарифмический график для оценки постоянной скорости инфильтрации по коэффициенту затухания годовой температурной волны (табулировано на ЭВЦМ: K'_2 при $\lambda = a$ и K''_2 при $\lambda = 0,4a$)

условиях в последние годы. Напомним, что в качестве индикатора мы используем температуру, малейшее изменение которой регистрируется датчиками при прохождении через них потока влаги. Важно, однако, подчеркнуть, что специфические условия зоны аэрации требуют регистрации не скорости передвижения фронта жидкости с температурой, отличной от температуры пласта, а границы раздела сред с различной температурой уже в условиях насыщения. Оценка же параметров проводится по известным формулам:

$$v_d = \frac{x_2 - x_1}{\tau_2 - \tau_1}, \quad (51)$$

$$v = v_d \cdot \mu_{акт}, \quad (52)$$

$$k = \frac{v}{I}, \quad (53)$$

где v_d — действительная скорость движения;
 k — коэффициент фильтрации;
 τ_1 и τ_2 — время начала изменения температуры соответственно в точках x_1 ,
 x_2 ;
 $\mu_{акт}$ — пористость пород активная;
 I — градиент напора.

2. СТАДИЙНОСТЬ И СОДЕРЖАНИЕ ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Экспериментальные гидрогеотермические исследования при изучении фильтрационных свойств пород зоны аэрации условно можно разбить на следующие стадии или этапы (имеются в виду только полевые исследования):

- рекогносцировка и составление программ исследований на данном участке;
- подготовительные работы;
- проведение опыта;
- обработка материалов и первичная их интерпретация.

Исследования на первых двух стадиях (рекогносцировка и подготовительные работы) не содержат, по существу, ничего такого, что не было бы известно в практике геолого-гидрогеологических исследований. Некоторая специфика возникает лишь на первой стадии, например, в связи с необходимостью определения в зависимости от масштаба изысканий соотношения между числом комплексных гидрогеотермических опытов и экспресс-опытов (при крупномасштабной съемке или специальных детальных исследованиях планируется один комплексный опыт примерно на 3—5 экспресс-опытов, а при мелкомасштабных изысканиях это соотношение можно уменьшить до $1/8$), а на второй стадии в связи с использованием термометрической аппаратуры. Это, однако, не приводит к существенным осложнениям. Общий принцип размещения, например, датчиков температуры заключается в том, что их количество и положение сообразуются с требованиями к детальности, глубине и полноте исследований. Коротко остановимся на последнем вопросе, исходя из наличия двух основных модификаций опытов (изучение фильтрационных свойств пород в разрезе при наливах в шурфы и в плане при наливах в скважины).

При наливах в шурфы (исследования в разрезе) в комплекс подготовительных работ входят следующие операции:

- сооружение шурфа;
- установка на его дне металлического кольца *;
- бурение скважин или пробивка шпуров;
- установка и подключение к регистрирующей аппаратуре датчиков температуры;
- установка емкости и создание запаса воды;
- соединение емкости водоводом с шурфом;
- снятие фонового режима температуры.

* При использовании гидрогеотермических методов установка второго кольца лишена смысла, так как гидрогеодинамические параметры оцениваются не по расходу через шурф, а по фактической скорости движения в породах по центру ниже дна шпура, $t_0 e_0$ in situ.

Первая операция связана с необходимостью создания для воды приемной части и поддержания постоянного напора (обычно 10 см) внутри кольца. Всегда снимается растительный слой, ввиду чего минимальная глубина шурфа, как правило, колеблется около 40—50 см. При выборе глубины шурфа принципиальное значение имеет характер геологического разреза. Если исследуемый разрез слагают сравнительно однородные по фильтрационным свойствам породы или их фильтрационные свойства с глубиной убывают, никаких осложнений в выборе глубины не возникает. Когда верхняя часть разреза представлена прослоем слабо проницаемых пород, то при наливе через него он начинает «работать» как экран для нижних слоев, что ведет к увеличению продолжительности опыта иискажению фильтрационных характеристик для нижних слоев. Рекомендуется поэтому забой шурфа останавливать ниже подошвы таких слабо проницаемых слоев, а в тех случаях, когда мощность подобных экранов значительна, пользоваться скважинами, о чем будет сказано ниже, или серией шурfov различной глубины с одиночными датчиками (рис. 38).

Выкопав шурф нужной глубины, устанавливают кольцо, на котором укрепляют поплавок для автоматического поддержания заданного уровня и соединяют его шлангом с емкостью, заполненной водой (кран закрыт) *.

Как только выяснилось точное положение кольца и глубина шурфа, приступают к внедрению датчиков температуры под центр зумпфа. Датчики целесообразно установить как можно раньше с тем, чтобы скорее восстановился естественный геотемпературный режим, нарушенный сооружением скважины и

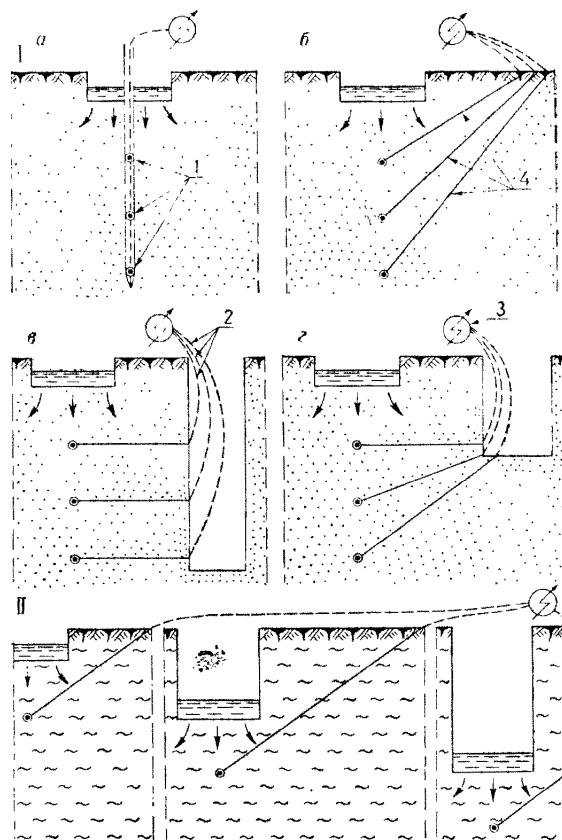


Рис. 38. Способы размещения датчиков температуры при изучении фильтрационных свойств пород зоны аэрации:

I — в хорошо проницаемых породах; II — в слабо проницаемых породах
1 — датчики; 2 — линии связи; 3 — регистрирующая аппаратура;
4 — шпуры

* В принципе наличие кольца целесообразно лишь для уменьшения расхода задаваемой воды (уменьшение растекания).

самим датчиком. Наиболее простой и экономичный способ заключается в установке датчиков на требуемой глубине в одной трубке, которая задавливается в центре шурфа (рис. 38, а) и на нижнем конце имеет глухой острый конец. Для улучшения условий теплообмена она заливается водой. Этот способ имеет один существенный недостаток — вода из шурфа может фильтроваться в затрубном пространстве. Для исключения этого датчики рекомендуется внедрять сбоку под центр дна шурфа без нарушения структуры исследуемых пород. При этом способе может быть несколько вариантов (см. рис. 38).

В районах, сложенных слабо проницаемыми породами, при наличии станков КШК можно сооружать серии шурfov с одиночными датчиками температуры (см. рис. 38, II), помещаемыми на 0,4—0,6 м ниже дна зумпфа. В этом случае увеличивается объем земляных работ, но значительно сокращается продолжительность опытов и появляется возможность изучать послойно сколь угодно мощные толщи слабо проницаемых пород.

Расстояние между датчиками температуры определяется требуемой детальностью и глубиной исследований, а также степенью сложности геологического разреза (обычно 0,5—1,0 м). При задавливании под дно шурфа шпуров под углом 45° упрощается контроль за установкой датчиков, так как расстояние от центра шурфа до устья скважины при таком угле наклона указывает одновременно на глубину положения датчика от поверхности земли. Установив датчики в скважинах на нужной глубине, провода фиксируют (закрепляют) на устье и подключают к переключателю, который, в свою очередь, соединяют с мостом сопротивления.

Пока завершается работа по зачистке дна шурфа, установке кольца и емкости, подвозу воды и подключению датчиков к регистрирующей аппаратуре, в скважинах успевает восстановиться естественный режим температуры и можно приступать к «снятию фона». Эта операция входит в подготовительные работы и необходима для решения следующих задач:

- проверки исправности и правильности установки, а также подключения термометрической аппаратуры;
- определения естественных закономерностей изменения температуры в пространстве и во времени в пределах изучаемой толщи пород.

При установке верхнего датчика ниже 0,5 м от поверхности земли температура его остается постоянной в течение 2—4 ч. Результаты дискретных отсчетов температуры (через 20 мин), как правило, совпадают с точностью до $\pm 0,01$ — $0,02^\circ\text{C}$ в течение 2—4 ч. Это свидетельствует о том, что помехи искусственного происхождения находятся в пределах допустимого и можно приступать к началу опыта. Следует иметь в виду, что температура заливаемой в шурф воды должна отличаться от температуры пород в месте установки верхнего датчика не менее чем на 2—3° С (чем больше разница в температурах, тем отчетливее будет фиксироваться время прохождения фронта увлажнения).

В тех случаях, когда при наблюдениях за «фоновым» режимом температуры регистрируются «всплески» температуры или «плавание» стрелки гальванометра, до начала опыта необходимо выяснить их происхождение. «Плавание» стрелки гальванометра наблюдается при наличии влаги в датчике температуры (плохая герметизация), а «всплески» могут иметь как искусственное происхождение (например, плохие контакты подводящих проводов), так и естественное (активный тепло- и массообмен в зоне аэрации). Продолжительность на-

блюдений за «фоновым» режимом температуры при стабильности температуры во времени можно ограничить 40—60 мин. Заканчивается подготовительный этап работы тщательной документацией геологического разреза, вскрытого шурфом и скважинами, указанием их глубины, начала и окончания различных операций, мест и времени установки датчиков температуры и т. д.

При наливах в скважины для оценки гидрогеодинамических параметров в плане одна из скважин служит «спусковой» (для воды), а другая «индикаторной» (для установки по стволу на требуемой глубине датчиков). При изучении

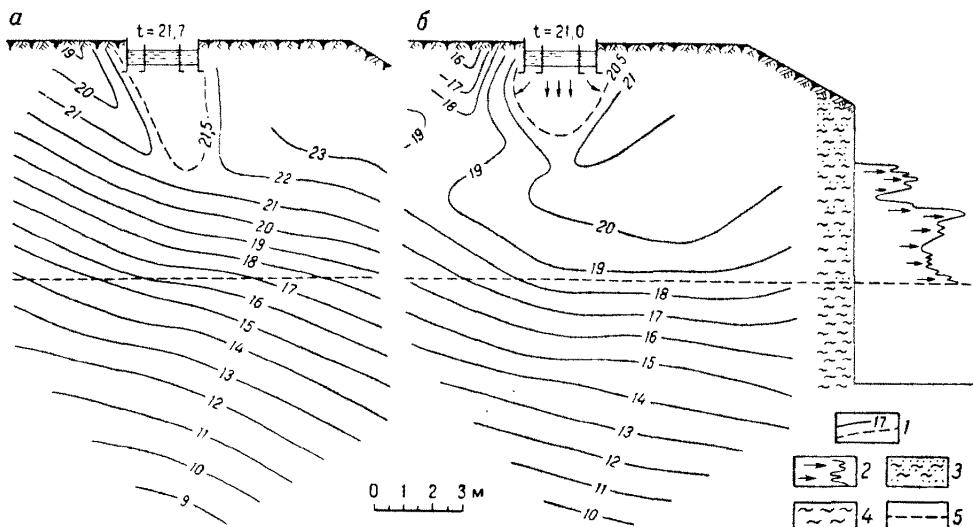


Рис. 39. Эволюция контура растекания при наливе в шурф в Спасском канале Куйбышевского Заволжья.

a — через 1,5 сут после начала налива (на 7 ч 19/VII 1972 г.); *b* — через 7,5 сут (на 7 ч 25/VII 1972 г.).
1 — геизотермы; 2 — фронт растекания в расчистке (установлен визуально); 3 — супеси и легкие суглинки;
4 — тяжелые суглинки; 5 — литологический контакт

зоны насыщения такой подход применялся для оценки действительной скорости и ранее, например, при использовании в качестве индикатора различных красителей. Для зоны аэрации, сложенной слабо проницаемыми породами, использование красителей и гидрогеодинамических методов неприемлемо, так как в индикаторную скважину не поступает вода в свободном состоянии. Дойдя в слабо проницаемых породах до скважины, она не стекает в нее, а удерживается в породе, двигаясь в обход скважины. Это наблюдалось нами в расчистке, сделанной у шурфа (рис. 39). Появление воды на торце (выходившем к шурфу) четко было установлено не только по времени резкого потемнения породы, но и по отчетливо наблюдавшейся визуально обильной увлажненности супеси и суглинка. Тем не менее, никаких явлений, похожих на стекание воды по стенке, не было отмечено. Фронт увлажнения передвинулся в обе стороны от расчистки, обтекая ее. В дальнейшем можно было следить за скоростью перемещения контура увлажнения, которая близка к скорости фильтрации,

наблюдавшейся как в шурфе, так и в скважинах. Учитывая изложенное, при постановке опыта в скважинах мы исходили из того, что, хотя вода в индикаторную скважину и не поступит, датчик температуры зафиксирует время подхода воды к ее стенке. В этом случае решается сразу несколько трудных вопросов, главные из которых следующие:

— при наливе в шурф вода движется через исследуемый интервал последовательно, в связи с чем в слабо проницаемых породах существенно возрастает продолжительность опыта;

— при слабой скорости фильтрации происходит «размазывание» температурных контактов и проследить за их передвижением в значительных толщах пород порой просто невозможно.

При использовании скважин оба эти вопроса решаются необычайно просто. Поскольку в пусковую скважину вода заливается сразу на весь исследуемый интервал и фронт залитой воды начинает перемещаться в плане одновременно на всех этажах исследуемого разреза, то это, с одной стороны, сокращает время исследований, так как индикаторную скважину можно разместить практически на любом расстоянии от пусковой и измерения проводить параллельно (а не последовательно) на всех глубинах, а, с другой стороны, время прохождения границ раздела на небольшом расстоянии от пусковой скважины устанавливается даже в слабо проницаемых породах достаточно точно.

Наливы в скважины (или серии шурфов с одиночными датчиками) при использовании гидрогеотермических методов рекомендуется применять в районах с большой мощностью зоны аэрации, а также при наличии «фильтрационного экрана» значительной мощности в верхней части разреза. Сразу же отметим один наиболее существенный недостаток скважин. Пусковая скважина должна быть совершенной, тогда как водоупоры линзовидного характера в зоне аэрации сравнительно редкое явление, а создание искусственного водоупора (залив цемента на расширенный забой скважины) требует определенных навыков и соответствующих технических средств. Кроме того, слабо изучен вопрос учета величины градиента напора в этом случае, в связи с чем и кажется более перспективным способ серии шурфов. Что касается перечня операций, то он ничем существенным не отличается от указанного в предыдущем разделе. Специфика заключается в том, что для запуска воды сооружается вместо шурфа скважина, которая обсаживается на всю глубину исследования фильтром. На ее устье сооружается небольшой зумпф, в котором размещается поплавок автоматического поддержания постоянного уровня и термометр. По стволу пусковой скважины размещаются датчики температуры, расстояния между которыми могут быть в два раза больше, чем в наблюдательной (рис. 40).

В зависимости от литологического состава пород, слагающих участок исследований (на расстоянии от 0,15 до 0,30 м), рекомендуется заложить строго параллельно пусковой скважине наблюдательную скважину диаметром 20—25 мм, в которой по стволу на требуемой глубине размещаются датчики температуры. При таком небольшом расстоянии между скважинами особенно важно обращать внимание на их параллельность, так как в противном случае будут внесены дополнительные погрешности в определения гидрогеодинамических параметров.

Стадия проведения самого опыта включает следующие основные виды операций:

— налив воды в шурф (скважину). Контроль за временем пуска воды, временем смены температуры воды в зумпфе, постоянством уровня воды и временем прекращения налива;

— наблюдения за температурой воды в зумпфе, а также за температурой воды по стволу пусковой скважины (при наливе в скважину);

— создание температурных перепадов (границ раздела сред с различной температурой) в зумпфе;

— дистанционные наблюдения за режимом температуры пород в наблюдательных точках в процессе всего опыта.

Время пуска воды в шурф фиксируется в момент касания водой дна зумпфа, а прекращение налива отмечается в момент его осушения. От точности записи времени (так же как и от точности определения глубины установки датчиков температуры) зависит точность оценки параметров.

Важно иметь в виду, что в начале налива достаточно, чтобы температура воды отличалась от температуры пород, через которые ей надлежит пройти, на 2–3° С. Однако при создании температурной границы раздела этого мало. Температуру запускаемой воды, кроме того, следует менять в направлении, противоположном ходу изменения температуры пород в тот момент, когда туда подойдет граница раздела. Так, например, если температура пород в 0,50 м ниже дна шурфа, в месте установки первого датчика, повышается (в зумпфе температура воды продолжает повышаться), то для создания четкого температурного контакта следует не только резко изменить температуру воды в зумпфе минимум на 5–10° С (ниже температуры в точке регистрации), но и обязательно в направлении понижения ее, что приведет к созданию четкого перелома кривой режима температуры, а это значительно повысит надежность расчетов и упростит их.

Технически создание температурного контакта в зумпфе можно осуществить разными способами, в том числе очень простыми. Так, например, резко и быстро понизить температуру воды в зумпфе можно, залив в него сразу предварительно заготовленную кашицу воды со льдом. Непосредственно перед загрузкой зумпфа льдом уровень воды в нем следует понизить до минимально возможного (дно не осушать!). Если льда нет, то можно залить свежую воду из источника или колодца. Перед этим в зумпф должна заливаться теплая вода. Если через какое-то время подачи холодной воды температура ее начинает повышаться и снизить ее нет возможности, то следует быстро сменить воду на предварительно нагретую и в дальнейшем подавать без перерыва уже теплую

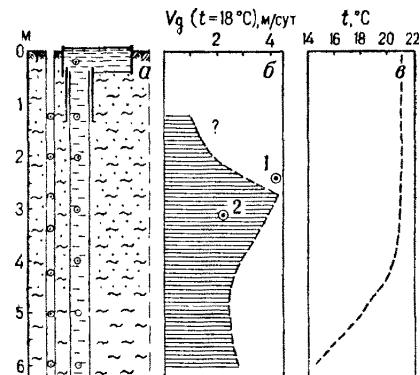


Рис. 40. Послойное изучение фильтрационных свойств пород зоны аэрации в плане на участке Благовещенская 4 Краснодарского края (1974 г.).

a — схема размещения датчиков температуры в пусковой и наблюдательной скважинах; *b* — послойное расчленение вскрытого скважиной разреза по действительной скорости движения; *c* — изменение температуры воды в пусковой скважине по разрезу. 1 — средняя действительная скорость движения подземных вод в интервале 2,0–2,8 м при наливе в шурф (в 5 м от пусковой скважины); 2 — то же, для интервала 2,8–3,4 м

воду. Таким образом будет создано уже два температурных контакта: теплая вода — холодная и холодная вода — теплая. Регистрация температуры (сопротивления) в процессе опыта осуществляется непрерывно. В начале опыта, а также при резкой смене температуры воды в зумпфе частота наблюдений увеличивается (не реже чем через 5 мин), а затем уменьшается (до одного раза в 20 мин).

Первичную обработку материалов целесообразно делать в поле в процессе опыта или непосредственно после его окончания. При таком подходе «по свежим следам» всегда легче обрабатывать материалы, есть возможность уточнить некоторые детали и даже получить дополнительные сведения, необходимость в которых была случайно упущена. Первичная обработка материалов заключается главным образом в пересчете сопротивления на температуру и составлении сводных таблиц и графиков. Самой удобной формой изложения методики обработки и интерпретации материалов представляется ее разбор на конкретных примерах, на чем мы и остановимся ниже.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ПРИМЕРАХ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ ЗАВОЛЖЬЯ, ПРИБАЛТИКИ И КРАСНОДАРСКОГО КРАЯ

Комплексные опыты

Комплексными * мы называем опыты, в процессе которых применяется несколько методов и определяется комплекс параметров: скорость фильтрации (или коэффициент фильтрации), действительная скорость движения и активная пористость пород.

Изучение фильтрационных свойств пород зоны аэрации в разрезе. На площади Рикантай 1 (Литовская ССР) под дном шурфа, в который заливалась вода, размещалось шесть терморезисторов (см. рис. 38, II). Нижний датчик находился на глубине 4,14 м от поверхности земли или на глубине 3,54 м от дна зумпфа (табл. 60).

До пуска воды проводились наблюдения за естественным режимом температуры пород в зоне аэрации. Поскольку шурф, глубиной 0,6 м был выкопан заранее, то верхние два датчика, оказавшиеся соответственно на глубинах 0,52 (1,12 — 0,60) и 1,02 м от поверхности земли, находились под влиянием естественных поверхностных изменений температуры, проникавших на такие глубины вследствие молекулярной теплопроводности пород. Однако в течение почти 12 ч эти изменения оказались незначительными и убывали от 0,27° С на глубине 0,52 м до 0,09° С на глубине 1,02 м. Глубже изменения температуры оказались еще меньше (за это время) и не превышали 0,06° С. Следует заметить, что и эти небольшие суточные изменения температуры в условиях молекулярного теплообмена являются необычными для глубин выше 1,0 м. Объяснить их можно тем, что зона аэрации на участке исследований сложена хорошо проницаемыми песками, через которые еще шел процесс инфильтрации атмосферных вод, выпавших в значительном количестве до начала испытаний, а поэтому теплообмен осуществлялся также путем конвекции. На участке,

* Начало каждого опыта, в процессе которого применялись гидрогеотермические комплексные методы, может рассматриваться как экспресс-опыт.

Таблица 60

Режим температуры воды в зумпфе и породы зоны аэрации на участке Рикантай 1

Дата	Время, ч-мин воды	Температура, ° С*						Примечание	
		пород на глубинах (м) от поверхности земли							
		1,12	1,62	2,19	2,57	3,07	4,14		
25/VI 1973	22—00	—	13,91	12,61	10,91	10,14	9,21	7,27	
	24—00	—	13,91	12,63	10,92	10,14	9,21	7,27	
26/VI 1973	2—00	—	14,04	12,63	10,92	10,17	9,23	7,27	
	4—00	—	14,10	12,65	10,95	10,17	9,24	7,29	
	6—00	—	14,13	12,65	10,95	10,17	9,25	7,29	
	9—26	—	14,16	12,70	10,97	10,19	9,27	7,28	
	10—00	18,0	14,17	12,70	10,97	10,19	9,27	7,27	
	10—04	18,0	14,18	—	—	—	—	—	
	10—05	17,8	14,22	12,70	—	—	—	—	
	10—20	17,7	15,18	12,70	—	—	—	—	
	10—35	—	—	12,70	—	—	—	—	
	10—37	—	—	12,72	—	—	—	—	
	10—40	18,1	17,40	12,75	—	—	—	—	
	11—00	18,2	18,07	13,15	10,98	10,19	9,28	7,30	
	11—20	18,3	18,21	14,01	10,98	—	—	—	
	11—33	—	—	—	10,99	—	—	—	
	11—37	—	—	—	11,02	—	—	—	
	12—00	18,6	18,47	16,22	11,48	10,19	9,28	7,31	
	12—35	—	—	—	—	10,22	—	—	
	12—50	—	—	—	—	10,25	9,26	—	
	13—00	19,5	18,88	17,52	12,06	10,29	9,27	7,31	
	13—50	—	—	—	—	—	9,29	—	
	14—00	20,1	19,63	18,45	12,22	10,66	9,31	7,31	
	16—00	21,8	21,18	19,18	14,79	11,79	9,79	7,31	
	16—50	—	—	—	—	—	—	7,33	
	17—00	23,2	21,42	19,72	15,27	12,39	10,07	7,33	
	18—00	22,7	22,72	20,43	15,63	12,69	10,35	7,33	
	19—00	23,4	23,01	20,52	15,90	13,24	10,62	7,37	
	20—00	29,5	23,48	20,98	16,23	13,49	10,87	7,42	
	21—00	16,2	25,37	21,34	16,52	13,71	11,10	7,47	
	21—15	—	25,50	—	—	—	—	—	
	21—17	—	25,49	—	—	—	—	—	
	21—20	16,4	25,45	21,37	—	—	—	—	
	22—00	16,8	23,40	21,57	16,60	13,89	11,29	7,51	
	23—00	17,0	20,17	21,77	16,66	13,96	11,41	7,57	
	23—40	—	—	21,86	—	—	—	—	
27/VI 1973	24—00	—	18,65	21,82	16,69	14,02	11,52	7,65	
	1—00	17,0	18,46	21,50	16,74	14,05	11,60	7,71	
	2—00	16,6	18,34	20,98	16,78	14,12	11,68	7,81	
	4—00	16,0	17,72	19,91	16,87	14,22	11,82	7,90	
	5—40	15,8	—	—	16,89	14,32	11,92	—	
	6,05	—	17,08	19,11	16,88	14,32	11,94	8,00	
	8,00	17,7	16,94	18,47	16,82	14,45	12,07	8,10	
	10—00	19,4	17,49	17,93	16,70	14,52	12,16	8,19	

Продолжение табл. 60

Дата	Время, ч—мин	воды	Температура, °C*						Примечание	
			пород на глубинах (м) от поверхности земли							
			1,12	1,62	2,19	2,57	3,07	4,14		
28/VI 1973	12—00	20,4	18,46	17,65	16,56	14,58	12,28	8,29		
	14—00	22,4	19,56	17,57	16,42	14,62	12,41	8,38		
	16—00	23,6	21,22	17,85	16,31	14,65	12,50	8,46		
	18—00	24,0	22,58	18,35	16,15	14,68	12,63	8,57		
	20—00	25,2	23,39	19,11	16,08	14,65	12,71	8,64		
	22—00	23,6	24,47	19,97	16,09	14,65	12,79	8,74		
	24—00	22,1	23,72	20,75	16,20	14,65	12,86	8,85		
	2—00	20,4	22,50	21,21	16,35	14,65	12,91	8,95		
	4—00	19,3	21,19	21,34	16,58	14,68	12,95	9,04		
	6—00	18,4	19,4	21,14	16,72	14,72	12,98	9,14		
29/VI 1973	8—00	19,5	19,05	20,72	16,91	14,78	13,02	9,23		
	10—00	21,4	19,31	20,16	17,04	14,88	13,06	9,32		
	12—00	22,6	20,49	19,66	17,17	14,98	13,11	9,41		
	14—00	25,5	23,22	19,51	17,24	15,12	13,19	9,49		
	16—00	26,7	23,95	19,72	17,24	15,22	13,26	9,56		
	18—00	27,0	25,30	20,26	17,23	15,28	13,35	9,62		
	20—00	—	25,84	20,95	17,20	15,35	13,42	9,71		
	22—00	—	25,01	20,88	17,17	15,38	13,50	9,78		
	24—00	—	24,41	20,65	17,08	15,87	13,52	9,84		
	2—00	—	23,34	20,35	16,98	15,28	13,51	9,89		
30/VI 1973	4—00	—	22,69	20,13	16,88	15,27	13,49	9,94		
	6—00	—	22,07	19,81	16,78	15,15	13,46	9,91		
	8—00	—	21,54	19,56	16,66	15,08	13,42	9,88		
	10—00	—	21,11	19,32	16,56	15,02	13,40	9,89		
	12—00	—	20,71	19,11	16,46	14,95	13,36	9,84		
	14—00	—	20,89	18,90	16,37	14,88	13,32	9,82		
	16—00	—	20,09	18,68	16,26	14,82	13,29	9,80		
	18—00	—	19,88	18,50	16,16	14,75	13,26	9,78		
	20—00	—	19,70	18,34	15,97	14,68	13,22	9,76		
	22—00	—	19,55	18,18	15,89	14,65	13,19	9,74		
	24—00	—	19,42	18,03	15,82	14,58	13,16	9,71		

Налив прекра-
щен в 19 ч 07 мин

Продолжение табл. 60

Дата	Время, ч—мин	воды	Температура, °С *						Примечание	
			пород на глубинах (м) от поверхности земли							
			1,12	1,62	2,19	2,57	3,07	4,14		
1/VII 1973	8—00 23—42	— —	17,90 17,39	16,63 16,21	14,84 14,55	13,77 13,52	12,59 12,35	9,44 9,32		
2/VII 1973	7—53 16—10	— —	17,22 17,02	16,03 15,93	14,37 14,23	13,39 13,24	12,25 12,26	9,26 9,21		

* Температура регистрировалась в начале опыта непрерывно, а затем каждые 20 мин и в конце опыта через 1 ч.

непосредственно примыкавшем к описываемому, нами были проведены специальные наблюдения за естественным режимом температуры на глубинах 1,0—2,5 м, которые подтвердили естественную нестабильность температуры в зоне аэрации в этом районе. Об этом же свидетельствует и высокий коэффициент температуропроводности ($1,2 \cdot 10^{-2}$ см²/с), который вычислен по данным наблюдений за естественным режимом (до пуска воды) температуры пород зоны аэрации. Именно поэтому в дальнейших расчетах используется величина $8 \cdot 10^{-3}$ см²/с, характеризующая максимальное значение для песков в условиях отсутствия конвекции.

Поскольку температура пород в зоне аэрации в это время года ниже температуры воздуха, то в начале опыта была запущена в шурф вода с температурой, близкой к температуре воздуха, т. е. выше на 4° С температуры пород в точке расположения ближайшего терморезистора (см. табл. 60). В условиях недостатка насыщения в зоне аэрации благодаря большому градиенту напора просочившаяся из шурфа вода двигалась очень быстро и уже через 39 мин вызвала изменение температуры на глубине 1,12 м на 0,05° С выше фоновой, а еще через 15 мин на 1,01° С. Ниже скорость движения замедлилась и в интервале 2,19—2,57 м упала до 7,1 м/сут, т. е. в семь раз по сравнению с верхним интервалом (0,60—1,12 м). Затем скорость движения фронта увлажнения несколько увеличилась, а в нижнем интервале снова упала до 8,8 м/сут (табл. 61).

После того как фронт увлажнения достиг нижнего датчика, в зумпф была запущена холодная вода (без осушения дна зумпфа). Поскольку под влиянием теплой воды, запущенной в начале опыта, температура пород на всех глубинах быстро повышалась (рис. 41), то пуск холодной воды и создание в шурфе, таким образом, температурной границы с перепадом в 13° С должны были вызвать перелом в изменении температуры пород на каждой из глубин, где установлен датчик температуры по мере того, как к нему будет подходить граница раздела сред с различной температурой.

После насыщения пород влагой скорость движения замедлилась, и на глубине 1,12 м первое снижение температуры было отмечено лишь через 1 ч 9 мин.

Комплексная оценка гидрогеодинамических параметров в зоне захвата на участке Рикантай 1 (1973 г.)

Таблица 61

Параметр	Интервал исследования, м					
	0,60—1,12	1,12—1,62	1,62—2,19	2,19—2,57	2,57—3,07	3,07—4,14
Фактическая скорость движения фронта тепловой волны в условиях естественной влажности, м/сут						
По скорости передвижения границы раздела сред с различной температурой v_D	Вычисленная ($t=25^\circ\text{C}$)	$10,8$	$4,7 (t=23^\circ\text{C})$	$2,3 (t=19^\circ\text{C})$	—	—
По времени наступления $t_{\text{ср}}$ ($t=18^\circ\text{C}$) v_D	—	—	—	—	1,7	1,6
Гидрогеотермические методы ($t=18^\circ\text{C}$)	Столмана*	0,18	0,06	—	—	—
	Полулогарифмический график *	0,66	0,42	—	—	—
	$v_D \cdot (0,11)$	4,0	0,46	0,24	0,19	0,18
Скорость фильтрации, м/сут	Измеренная		4,1			
Гидрогеодинамические методы	Болдырева	С понижающим коэффициентом (0,22)		0,90		
	Измеренная		2,9			
	Нестерова	С понижающим коэффициентом (0,3)		0,87		

* При $a=8 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$

Таким образом, действительная скорость движения в условиях насыщения (по сравнению со скоростью передвижения фронта увлажнения), определявшаяся этим способом (первым) упала почти в пять раз (с 49,9 до 10,8 м/сут). Ниже скорость передвижения границы раздела сред продолжала уменьшаться и в интервале 1,62—2,19 м она упала до 2,3 м/сут (см. табл. 61). На глубине 2,57 м температура все еще продолжала расти, хотя холодная вода подавалась уже более 20 ч. Она так и не стала понижаться на этих глубинах, так как даже минимальная температура воды в зумпфе оставалась выше температуры пород на глубинах более 2,5 м (см. табл. 60).

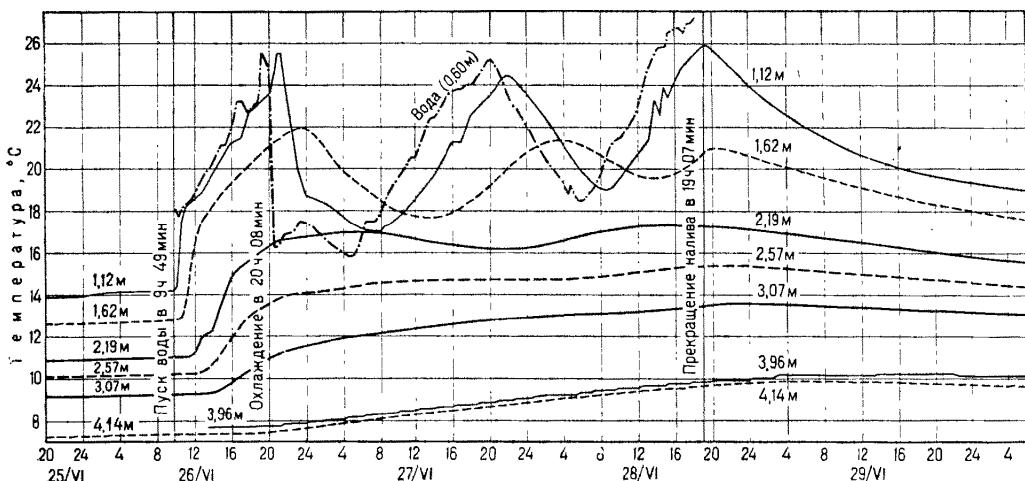


Рис. 41. Режим температуры воды и пород при наливе в шурф на участке Рикантай 4 (1973 г.)

Попытаемся теперь оценить действительную скорость фильтрации для тех же интервалов вторым способом, т. е. по времени наступления средней температуры на нижней границе. Грубая оценка в интервале 0,6—1,12 м средней температуры дает цифру 16° С, а время ее наступления на глубине 1,12 м примерно 10 ч 20 мин. Средняя температура воды в шурфе до этого времени с момента пуска воды (9 ч 49 мин) составляет 17,9° С, а более точное значение $t_{cp} = 16,0^{\circ}$ С. Теперь можно более точно оценить и время ее наступления на нижней границе (10 ч 27 мин). Тогда скорость фильтрации

$$v_{dt=16^{\circ}\text{C}} = \frac{52c_p}{38 \cdot 60 c_{op_0}} = 0,023 c_p \text{ см/с} = 19,9 c_p \text{ м/сут.} \quad (54)$$

При температуре 18° С полученная цифра возрастает до 20,9 м/сут. Поскольку объемная теплоемкость песков (c_p) на этом участке экспериментально не определялась, то вычислить v_d вторым способом по приведенным выше данным мы не сможем. Однако, располагая значением действительной скорости фильтрации для этого же интервала (определенного первым способом), можно вычислить объемную теплоемкость:

$$c_{op_{t=18^{\circ}\text{C}}} = \frac{9,2}{20,9} = 0,44. \quad (55)$$

В принципе такая объемная теплоемкость песков на участке исследования вполне возможна. Если исходить из того, что действительная скорость движения по скорости передвижения границы раздела сред с различной температурой определена нами правильно (а в этом у нас пока не возникает сомнений), то в комплексе с данными, получаемыми вторым способом, можем оценить величину c_p и для нижних интервалов (табл. 62).

Таблица 62

Песчаная оценка объемной теплоемкости *in situ* по гидрогеотермическим данным
(Рикантай 1, 1973 г.) при $t=18^\circ\text{C}$

Интервал исследований, м	v_d^I , м/сут (первый способ)	v_d^{II} , см (второй способ)	(v_d^I/v_d^{II})
0,60—1,12	9,2	20,9	0,44
1,12—1,62	4,2	8,8	0,48
1,62—2,19	2,2	3,4	0,65

Ниже действительную скорость движения первым способом определить не удалось. Поэтому, принимая, что величина c_p ниже третьего интервала менялась незначительно, округляем ее до 0,7 и вычисляем действительную скорость движения для нижних интервалов уже по данным, полученным вторым способом (см. табл. 61).

Скорость фильтрации также можно оценить двумя методами (Stallman, 1965; Н. М. Фролов, 1972 г.). Как в том, так и в другом случаях требуются данные о режиме температуры воды и пород в течение хотя бы одного гармонического цикла, наименьшим из которых являются сутки. Налив в течение 58 ч, в процессе которого температура воды в зумпфе менялась циклически под влиянием температуры воздуха, вызвал четкие гармонические изменения температуры пород лишь на глубинах 1,12 и 1,62 м (0,52 и 1,02 м ниже дна зумпфа). Ниже этих глубин температура пород изменялась линейно (см. рис. 41) и вычислить скорость инфильтрации ни методом Столмана, ни с помощью нашего полулогарифмического графика для глубины свыше 1,62 м не удалось. Столман аналитическим путем пришел к выводу, что с помощью его метода при наблюдениях за режимом температуры в течение суток с точностью до $0,01^\circ\text{C}$ можно определить скорость инфильтрации 3 мм/сут. Однако из приводимых натурных данных видно, что это возможно лишь до ограниченной глубины (в наших условиях до 1,62 м). Ниже оказалось невозможным определить правильно ни время запаздывания, ни амплитуду, хотя расчет показывает, что при такой скорости на этой глубине суточные изменения температуры должны превышать $0,1^\circ\text{C}$, а точность измерения температуры была около $\pm 0,01^\circ\text{C}$. Объясняется это тем, что зона аэрации в действительности никогда не бывает строго изотермичной (рис. 42). Самые высокие градиенты температуры отмечаются обычно в конце весны и осени. В первом случае в слой годовых переменных температур направлен инсоляционный поток тепла, а во втором происходит излучение. Поскольку, например, весной даже минимальная температура в течение суток на поверхности остается выше температуры пород зоны аэрации, то даже при

значительной скорости инфильтрации требуется время для того, чтобы температура пород сравнялась с поверхностью.

Однако вернемся к опыту на площадке Рикантай 1. Как отмечено выше, суточные гармонические изменения температуры фиксируются только в двух верхних интервалах, хотя влияние налива сказалось в пределах всего изучавшегося разреза (см. рис. 41).

Для того чтобы оценить скорость инфильтрации по методике Столмана, необходимо знать также коэффициент теплопроводности, который можно определить, зная величины a ($8 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$) и c_p . Тогда скорость инфильтрации для интервала $0,60-1,12 \text{ м}$ согласно формуле (48) составит

$$v_{t=22} = \frac{\lambda}{c_0 \rho_0} \cdot \frac{B^2 - K^2}{K} = \\ = 3,5 \cdot 10^{-3} \frac{(2,01 \cdot 10^{-2})^2 - (5,55 \cdot 10^{-3})^2}{5,55 \cdot 10^{-3}} = \\ = 3,5 \cdot 10^{-3} \cdot 0,67 \cdot 10^{-1} = 2,35 \cdot 10^{-4} = \\ = 0,20 \text{ м/сут.} \quad (56)$$

Аналогичным образом вычисляем скорость инфильтрации и для интервала $1,12-1,62 \text{ м}$ (не забывая, однако, что величина c_p для этого интервала другая), а полученные данные сводим в табл. 63.

Для определения скорости инфильтрации методом автора (Н. М. Фролов, 1972—1974 гг.) с помощью полулогарифмического графика (см. рис. 36) или путем подбора в формуле (18) достаточно имеющихся данных, а оценка времени запаздывания температурной волны оказывается даже излишней. Скорость фильтрации оказывается выше (при тех же теплофизических параметрах и том же коэффициенте затухания) и для указанных выше интервалов равна соответственно $0,73$ ($t = 22^\circ \text{C}$) и $0,44$ ($t = 20^\circ \text{C}$) м/сут (см. табл. 61). Расхождения обусловлены влиянием только одного дополнительного параметра, присутствующего в формуле Столмана — времени запаздывания, которое, как уже отмечалось, часто трудно оценить правильно. В тех случаях, когда есть возможность определить его точно, данные по методике Столмана и нашей полностью совпадают.

Скорость фильтрации можно получить еще одним способом — расчетным, воспользовавшись послойными значениями действительной скорости движения

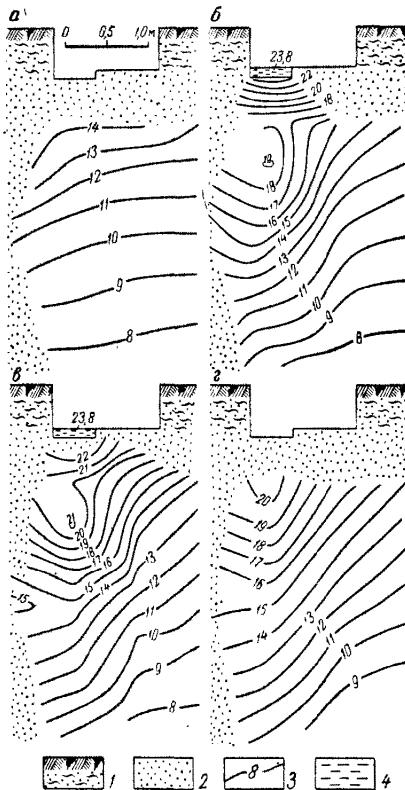


Рис. 42. Режим температуры пород в зоне аэрации до налива в шурф на 6 ч 26/VI 1973 г. (а), в процессе налива на 6 ч 27/VI и 28/VI 1973 г. (б, в) и после налива на 12 ч 29/VI 1973 г. (с) на примере участка Рикантай 1

1 — растительный слой; 2 — песок; 3 — геоизотермы; 4 — вода в зумпфе

Столмана — времени запаздывания, которое, как уже отмечалось, часто трудно оценить правильно. В тех случаях, когда есть возможность определить его точно, данные по методике Столмана и нашей полностью совпадают.

Т а б л и ц а 63

**Обобщенные данные о режиме температуры в процессе налива в шурф
на площадке Рикантай 1 (1973 г.)**

Интервал (от поверхности земли), м	Коэффициент затухания K	Параметр B	Средняя температура в интервале исследования, °C	Примечание
0,60—1,12	$5,55 \cdot 10^{-3}$	$2,01 \cdot 10^{-2}$	22	
1,12—1,62	$1,84 \cdot 10^{-2}$	$2,62 \cdot 10^{-2}$	20	Параметры вычислены средние за двое суток

полученными гидрогеотермическими методами. Но для этого необходимо знать дополнительную активную пористость пород для соответствующих интервалов. Для двух верхних ее можно оценить, так как для этих интервалов определены как действительная скорость движения, так и скорость фильтрации. По этим данным активная пористость ($t = 18^{\circ} \text{ C}$) будет равна для интервала 0,6—1,12 м 0,07, а для 1,12—1,62 м 0,10. Для песков, слагающих участок исследований, полученные цифры кажутся заниженными. Литовской гидрогеологической партией получены, например, следующие средние значения водоотдачи:

Озерно-ледниковые глинистые мелкозернистые пески . . .	0,05
Флювиогляциальные озерно-ледниковые мелкозернистые пески	0,12
Флювиогляциальные, древнеаллювиальные среднезернистые пески	0,15

Учитывая, что на данном участке пески первой группы (глинистые) имеют весьма ограниченное распространение (небольшие маломощные линзы), для вычисления средней величины активной пористости воспользуемся лишь двумя последними значениями литовской гидрогеологической партии и двумя цифрами, полученными нами. Тогда средняя активная пористость составит 0,11. Конечно, это цифра весьма приближена, но она дает возможность оценить скорость фильтрации для нижних интервалов, где другим способом она не определялась (см. табл. 61).

Как же полученные данные согласуются с результатами оценок традиционными методами? Скорость фильтрации (коэффициент фильтрации), вычисленный по методу Болдырева, в 4—6 раз выше наших данных, полученных для самого верхнего интервала и лишь в два раза меньше действительной скорости, полученной для этого же интервала. Лишь умножение цифры, полученной по методу Болдырева, на средний понижающий коэффициент (0,22), вычисленный нами для этого района по результатам 9 опытов, практически уравнивает данные (см. табл. 61). По сравнению с данными, полученными методом Нестерова, наши результаты оказываются ниже в 2,9—4,4 раза, а после использования понижающего коэффициента (0,3) в методе Нестерова результаты также становятся сопоставимыми (см. табл. 61).

Проанализируем результаты второго комплексного опыта, проведенного на участке Новая Платнировка 1 Краснодарского края при изучении фильтрационных свойств суглинков с вертикальными ходами землероев. Датчики раз-

мешались по схеме (см. рис. 38, б). Здесь проводились, кроме того, лабораторные определения водно- и теплофизических свойств изучавшихся пород. Благодаря этому по полученным данным (рис. 43) имеется возможность оценить действительную скорость движения двумя способами (по скорости передвижения границы раздела сред с различной температурой и по скорости наступления средней температуры на нижней границе). Результаты оценки этими двумя способами весьма близки (табл. 64). Поскольку оба метода отличаются лишь тем, что в одном из них присутствует объемная теплоемкость породы, а на данном участке она определялась поинтервально независимыми способами (в лаборатории), то мы имеем возможность проверить сопоставимость этих методов:

Интервал исследования, м	1,95—2,40	2,40—2,96
ср по отношению методов	0,70	0,80
Лабораторные данные ср	0,61	0,64
Превышение расчетных данных ср над фактическими, %	15	20

Если судить по этим данным, то расхождения не превышают 20%. Поскольку эталонными данными мы не располагаем, то в дальнейшем при совместном использовании этих методов будем пользоваться средними цифрами.

Как и при изучении песков, в этом опыте величина коэффициента фильтрации, полученная по методу Болдырева, совпадает с величиной действительной скорости движения (а не скоростью фильтрации), получаемой гидрогеотермическими методами (см. табл. 64). По методу Нестерова полученные результаты также выше даже в случае применения понижающего коэффициента (0,3), что объясняется незначительной продолжительностью опыта (около двух суток), которой оказалось вполне достаточно для гидрогеотермических методов. Важно и интересно то, что если применить тот же понижающий коэффициент к данным Краснодарской комплексной геологической экспедиции, полученным в процессе более длительного опыта (около пяти суток) три года назад на этом участке, то получим более низкую цифру (см. табл. 64). Следовательно, использование

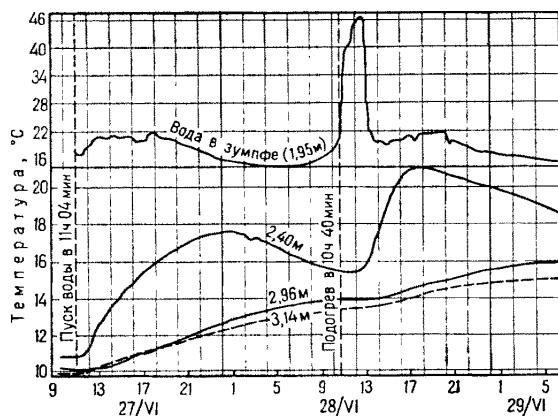


Рис. 43. Режим температуры воды и пород при наливе в шурф на участке «Новая Платнировка 1» Краснодарского края (1974 г.).

Таблица 64

Результаты комплексного изучения фильтрационных свойств пород зоны аэрации на участке Новая Платирновка 1 Краснодарского края (27—29/VI 1974 г.)

Параметр	Метод	Интервал исследования, м	
		1,95—2,40 ($c_p=0,61$)*	2,40—2,96 ($c_p=0,64$)*
Действительная скорость движения при $t=18^\circ\text{C}$, м/сут	По скорости наступления t_{cp}	1,8	1,0
	По скорости передвижения границы раздела сред с различной температурой	2,1	1,2
	Средняя	2,0	1,1
Скорость фильтрации (коэффициент фильтрации), м/сут	Болдырева	Измеренная	2,0
		С поникающим коэффициентом (0,22)	0,44
	Нестерова	На пятые сутки	0,66
		С поникающим коэффициентом (0,3)	0,20
	1974 г. ВСЕГИНГЕО	На вторые сутки	1,7
		С поникающим коэффициентом (0,3)	0,51
	Фромлова	Полулогарифмический график ($a=3,34 \cdot 10^{-3}$; $\lambda=2,03 \cdot 10^{-3}$)	0,39
		$v_d \cdot \mu_{акт}$	—
Активная пористость		v/v_d	0,19**
			—
			0,21

* Данные лабораторных определений Г. М. Фельдмана (5/VIII 1974 г.).

** По данным специальных лабораторных определений, водоотдача суглинков в этом интервале составила 0,20 (анализы проб, отобранных нами, выполнены в лаборатории ККГЭ).

понижающего коэффициента не может служить гарантией от ошибок даже в случае его применения к данным весьма продолжительного опыта.

Анализ с целью выяснения правомочности сопоставления данных 1971 г. (ККГЭ) и 1974 г. (ВСЕГИНГЕО) (повторный опыт проводился рядом, а не точно в том же шурфе) облегчался тем, что опыты проведены почти в одно и то же время года (с точностью до нескольких дней), что избавило от необходимости учета эффекта температурной поправки в методе Нестерова (а данных о температуре на 1971 г. нет). Оказалось, что расходы воды во внутреннее кольцо при учете времени замера (от начала опыта) практически совпадают (рис. 44), что свидетельствует о плановой однородности участка исследований.

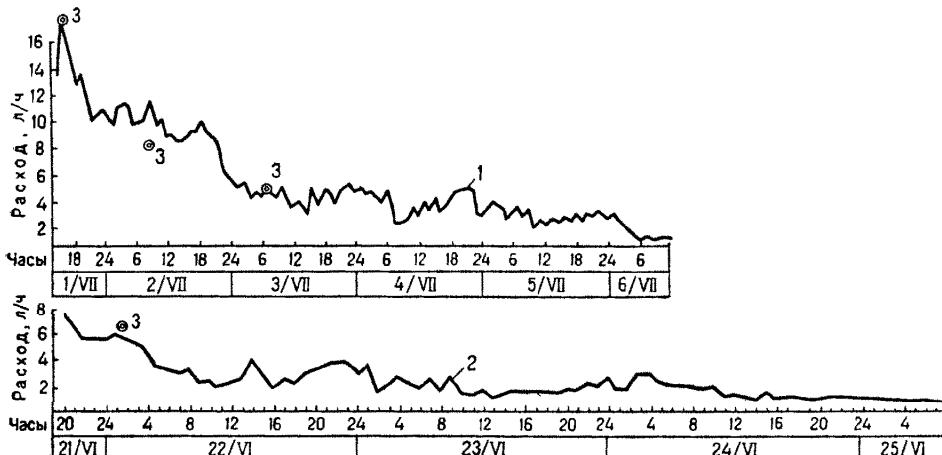


Рис. 44. Режим расхода воды в малое кольцо при наливах в шурфы сотрудниками ККГЭ в 1971 г. (с контрольными замерами сотрудниками ВСЕГИНГЕО в 1974 г.)
1 — шурф № 24; 2 — шурф № 27; 3 — контрольные замеры расхода сотрудниками ВСЕГИНГЕО в 1974 г. (с учетом времени от начала опыта)

Результаты изучения фильтрационных свойств пород зоны аэрации в плане контролировались изучением пород на том же участке в разрезе гидрогеодинамическими и гидрогеотермическими методами. Анализ данных, полученных в процессе независимых опытов в пределах одной площадки (сложенной сравнительно однородными и изотропными породами) различными методами, показывает достаточно хорошую сходимость послойных значений действительной скорости движения (рис. 45), что позволяет в таких случаях вывести средние значения коэффициентов фильтрации для участка в целом (табл. 65).

В отличие от рассмотренных выше методов изучения фильтрационных свойств пород в разрезе эти методы требуют доработки. Существенные расхождения с контрольными данными наблюдаются, например, при опытных наливах в скважины, заложенные в песках. Происходит это, очевидно, вследствие существенного отклонения градиента напора от единицы при наливах в пески. Разберем несколько примеров. На площадке Рикантай 5 в скважину, заложенную

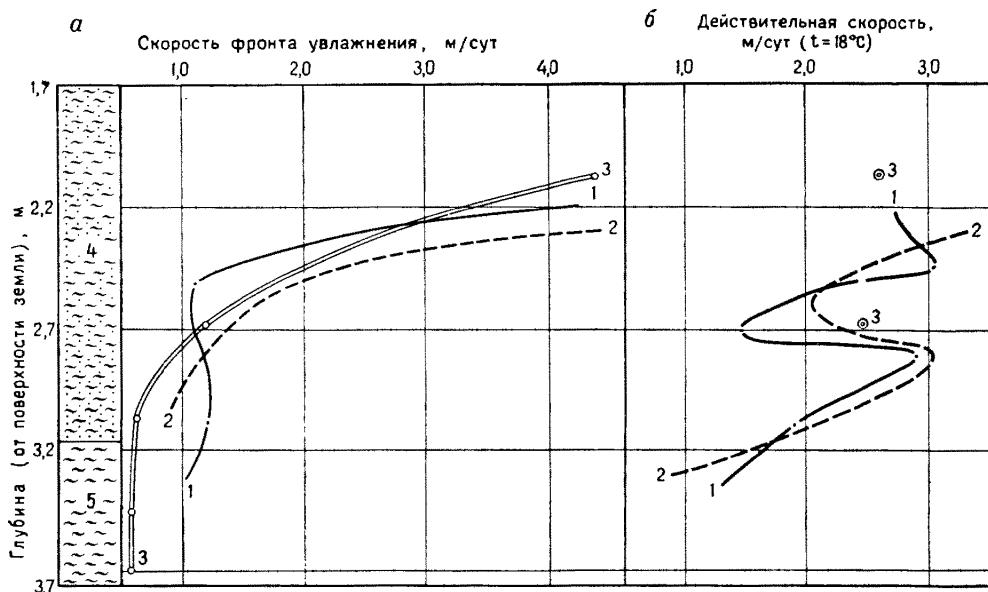


Рис. 45. Послойная оценка фильтрационных свойств пород зоны аэрации гидрогеотермическими методами на примере одного из участков Спасского канала Куйбышевской области.
 а — скорость движения фронта увлажнения при естественной влажности (до пуска воды в шурф); б — действительная скорость в условиях насыщения (подогрев и охлаждение воды в зумпфе).
 1 — первый куст скважин; 2 — второй куст скважин; 3 — шурф; 4 — супесь; 5 — суглинок

Таблица 65

**Послойная оценка фильтрационных параметров в плане на участке
Спасского канала в Куйбышевском Заволжье (1972 г.)**

Глубина (от поверхности земли), м	Действительная скорость при $t=18^\circ\text{C}$, м/сут		Пористость (активная)	Коэффициент фильтрации, м/сут
	Пределы колебаний (на двух участках)	Средняя		
2,3	2,90—3,32	3,11	0,11	0,34
2,4	2,60—3,00	2,80	0,11	0,31
2,5	2,16—2,44	2,30	0,11	0,21
2,6	1,80—2,14	1,97	0,09	0,18
2,7	1,46—2,54	2,00	0,09	0,18
2,8	2,92—3,04	2,98	0,09	0,27
2,9	2,64—2,86	2,75	0,09	0,25
3,0	2,22—2,52	2,37	0,08	0,18
3,1	1,91—1,96	1,93	0,08	0,15
3,2	1,36—1,62	1,49	0,08	0,12
3,3	0,92—1,40	1,16	0,08	0,08
3,4	0,64—1,22	0,98	0,08	0,06

в песках, длительность налива превышала сутки. Кроме действительной скорости движения, определялись также скорость фильтрации и активная пористость. Для этого в центральной (пусковой) скважине наблюдения за режимом температуры проводились не только на устье, но также по стволу скважины.

Как видно из табл. 66, величина активной пористости в такой модификации опыта только на глубине 1,00 м совпадает с полученной ранее (Рикантай 1). Если сравнить эти данные с данными, полученными на смежных площадках при изучении фильтрационных свойств пород в разрезе, то действительная скорость оказывается заниженной, а скорость фильтрации близка к фоновой или несколько выше.

Таблица 66

Изучение фильтрационных свойств пород зоны аэрации в плане на площадке Рикантай 5 ($t=18^{\circ}\text{C}$)

Показатели	Глубина, м					
	0,50	1,00	1,50	1,95	2,45	2,95
v_d , м/сут	0,93	2,63	3,77	2,37	2,48	0,74
v , м/сут	—	0,25	0,73	0,80	0,96	0,24
$\mu_{акт} (v/v_d)$	—	0,10	0,19	0,34	0,39	0,32

На площадке Рикантай 10, сложенной переслаивающейся толщей тонких прослоев супесей и суглинков (от легких до тяжелых), получены более низкие значения скорости фильтрации, довольно близкие между собой по разрезу (табл. 67) и с сравнительно незначительной дисперсией в цифрах, полученных разными способами.

Любопытно, что средние значения действительной скорости по всему разрезу почти на всех глубинах совпадают с цифрами, полученными по скорости

Таблица 67

Изучение фильтрационных свойств пород зоны аэрации в плане на участке Рикантай 10 (при $t=18^{\circ}\text{C}$)

Глубина, м	v_d , м/сут			Среднее
	Охлаждение	Подогрев	по скорости «запаздывания» суточного минимума температуры	
0,25	2,3	3,0	1,6	2,3
0,50	1,7	2,1	1,1	1,6
0,75	1,7	2,1	1,2	1,7
1,00	1,7	1,9	1,3	1,6
1,25	—	—	0,67	—

перемещения границы раздела между ранее запущенной теплой водой, а затем холодной.

Участок Благовещенская 4 Краснодарского края сложен в верхней части разреза до 4,6 м супесями и легкими суглинками с вертикальными ходами землероев, а ниже — плотными, вязкими, тяжелыми суглинками. Налив проводился в скважину диаметром 100 мм (обсадена и затонирована в затрубном пространстве до 1,35 м) и глубиной 6,2 м. Наблюдательная скважина размещалась в 29 см (от стенки к стенке скважины). Датчики температуры были установлены по стволу обеих скважин (см. рис. 40). Действительная скорость оценивалась не только по скорости перемещения границы раздела сред с различной температурой, но и по скорости наступления средней температуры в наблюдательной скважине на соответствующей глубине. При этом использовались послойные значения объемной теплоемкости пород, которые определялись в лаборатории Фундаментпроект (Г. М. Фельдман) на специально отобранных нами из пусковой скважины образцах:

Интервал отбора, м	2,0—2,8	2,8—3,5	3,5—4,0	4,0—4,4	4,7—5,0	5,0—5,3	5,6—6,0
Объемная теплоемкость, ккал/см ³ · °С	0,68	0,64	0,62	0,65	0,49	0,42	0,42

Расхождения в результатах, полученных указанными выше двумя способами, оказались существенными в верхней части разреза, где первый датчик температуры в наблюдательной скважине был установлен выше нижнего торца обсадной трубы пусковой скважины (табл. 68). Ниже средние значения действительной скорости хорошо совпадают с данными, полученными вблизи этих скважин при наливе в шурф (см. рис. 40, табл. 68 и табл. 69). Как видим, плановая скорость фильтрации на глубине 2,75 м очень хорошо согласуется со скоростью фильтрации в разрезе, полученной рядом для интервала 2,0—2,8 м при пересчете к той же температуре. Плановая скорость фильтрации на глубине 3,35 м также достаточно хорошо увязывается со скоростью в разрезе в интервале 2,8—3,4 м (см. табл. 68 и табл. 69). Результаты лабораторных определений ККГЭ коэффициента фильтрации на отобранных нами монолитах для некоторых интервалов практически совпадают, но для других отличаются в два раза и более (верхняя часть разреза):

Интервал, м	1,3—2,7	2,7—3,3	3,3—3,8	3,8—4,2	4,2—5,0	5,0—5,7	5,7—6,1
k , м/сут ($t = 18^\circ \text{C}$)	0,02	0,01	0,03	0,13	0,09	0,10	0,07

Результаты замеров температуры по стволу пусковой скважины (рис. 46 и см. рис. 40) показывают, что до хорошо проницаемого слоя на глубине 2,75 м вода проходит от устья, не изменяя своей температуры. Ниже этого слоя в связи с уменьшением фильтрационных свойств пород отток воды из скважины замедляется, а температура быстро понижается, стремясь к равновесию с окружающими скважину на этой глубине породами. Этот способ для выявления

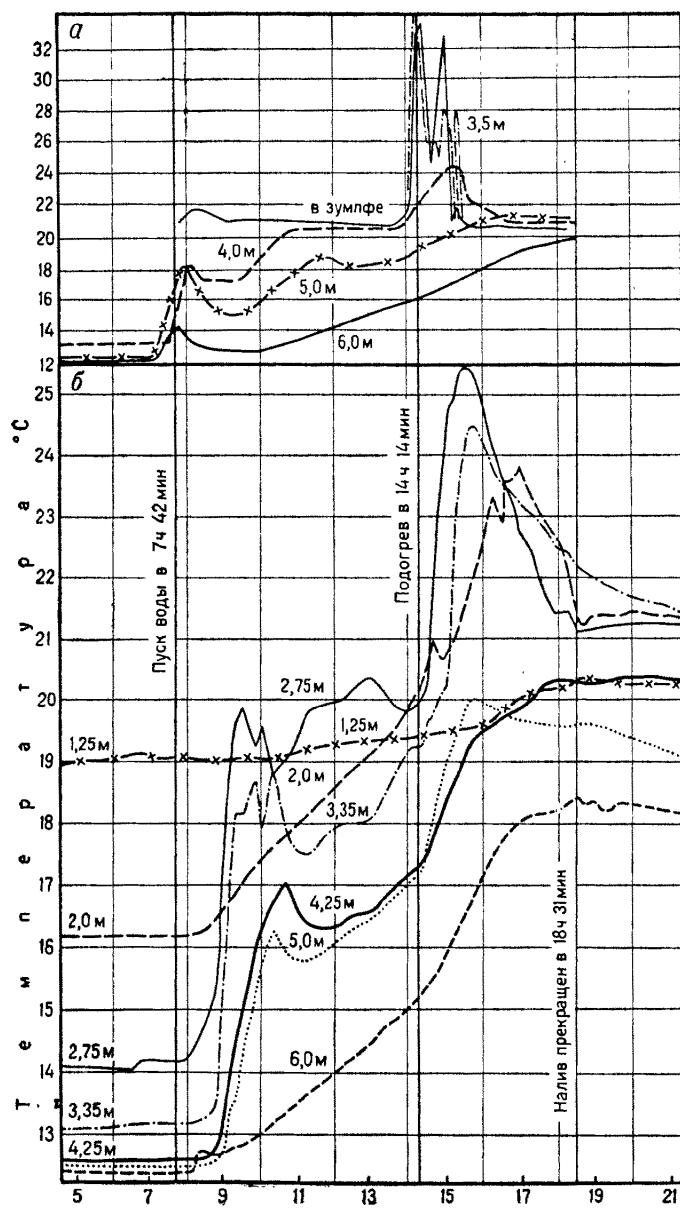


Рис. 46. Режим температуры воды (а) и пород (б) при наливе в скважину на участке Благовещенская 4 (на 9/VII 1974 г.)

Таблица 69

**Изучение фильтрационных свойств пород зоны аэрации в разрезе
на участке Благовещенская 3**

Параметр	Метод	Интервал исследования, м	
		2,0—2,8	2,8—3,4
Действительная скорость движения при $t=18^{\circ}\text{C}$, м/сут	По скорости наступления $t_{\text{ср}}$	4,6	2,4
Скорость фильтрации (коэффициент фильтрации), м/сут	Нестерова	Замеренная	1,4
		С понижающим коэффициентом (0,3)	0,42
	Фролова (полулогарифмический график; $a=4,03 \cdot 10^{-3}$; $\lambda=2,75 \cdot 10^{-3}$)	0,21	—
		$\mu_{\text{акт}} \cdot v_d$ (0,05)	—
Активная пористость при $t=18^{\circ}\text{C}$	v/v_d	0,05	—

Таблица 68

Изучение фильтрационных свойств пород зоны аэрации в плане при наливе в скважину на участке Благовещенская 4 Краснодарского края (1974 г.) при $t=18^{\circ}\text{C}$

Глубина, м	Действительная скорость фильтрации, м/сут			
	по скорости наступления $t_{\text{ср}}$	по скорости пересыпания граничных разделя сред	средний	Скорость фильтрации при $\mu_{\text{акт}}=0,05$, м/сут
1,25	0,48	1,4	0,94	0,05
2,00	1,3	2,4	1,8	0,09
2,75	3,7	5,1	4,4	0,22
3,35	3,3	4,4	3,8	0,19
4,25	2,5	2,9	2,7	0,13
5,00	2,0	3,0	2,5	0,12
6,00	2,4	3,0	2,7	0,13

Таблица 70

Фильтрационные свойства пород зоны аэрации

Глубина, м	v_d , м/сут	v , м/сут ($\mu=0,3$)	k , м/сут
1,2	0,07	0,02	0,008
Юго-запад			
3,7	0,2	0,06	0,022
Северо-восток			
0,5	0,45	0,15	

хорошо проницаемых слоев применим при уменьшении фильтрационных свойств с глубиною. В том случае, когда отток воды из скважины с глубиной растет, вся верхняя толща воды в пусковой скважине будет иметь практически одинаковую температуру (см. рис. 40). Для выделения слабо проницаемых слоев в этих условиях необходимо прекратить налив воды и наблюдать за восстановлением режима температуры в пусковой скважине.

Оценка гидрогеодинамических параметров при наливах в котлованы. Специально для гидрогеотермических методов проводить наливы в котлованы, отличающиеся своей известной длительностью, мы не рекомендуем. В этом нет необходимости. Однако, если по каким-то соображениям принято решение такой налив все же провести, то гидрогеотермические методы могут найти весьма эффективное применение в общем комплексе исследований. При наливах в котлованы, наблюдая за режимом температуры пород, можно следить за изменениями скорости передвижения контура растекания в плане и по разрезу и выяснить таким образом степень неоднородности пород, слагающих изучаемый участок. Так, например, в процессе гидрогеотермических исследований на первом ключевом участке Волковской оросительной системы в Саратовском Заволжье (Фролов, 1973) удалось установить, что фильтрационные свойства пород зоны аэрации вокруг котлована неоднородны как в плане, так и в разрезе (табл. 70).

Примеры использования гидрогеотермических экспресс-методов

В некоторых случаях к точности определения фильтрационных параметров предъявляются более низкие требования, но, как правило, в таких случаях сокращаются сроки исследований. Для удовлетворения запросов такого рода возникает необходимость в экспресс-методах, которые бы позволили получать нужную информацию в большом объеме и удовлетворительного качества при минимальных затратах времени и средств. В качестве таких методов могут быть использованы некоторые модификации гидрогеотермических методов.

В основу гидрогеотермических экспресс-методов положен принцип создания кратковременных водно-тепловых импульсов и регистрации скорости их прохождения в изучаемых породах. Говоря другими словами, это первая часть комплексного метода, когда определяется только действительная скорость движения, на что требуется сравнительно мало времени. При оценке же скорости фильтрации нужна, как отмечалось, не только фиксация времени подхода температурной границы, но и наблюдения в течение минимум одного гармонического цикла, наименьшим из которых является суточный. Поэтому для перехода от действительной скорости к скорости фильтрации (коэффициенту фильтрации) при использовании гидрогеотермических экспресс-методов приходится пользоваться табличными значениями активной пористости пород. Конечно, в связи с последним обстоятельством точность определений v и k несколько снижается, но зато появляется возможность очень быстро получить послойные значения параметров для большой территории. Лучшим вариантом надо считать совместное проведение экспресс-опытов с комплексными гидрогеотермическими исследованиями на ключевых участках изучаемой территории.

Как и в предыдущем случае, были опробованы модификации с изучением по разрезу ниже дна шурфа и в плане между двумя скважинами. Поскольку

Таблица 71

Режим температуры воды в зумпфе и пород в зоне аэрации при экспресс-наливе на участке Рикантай 3 (5/VII 1973)

Время, ч-мин	воды в зумпфе	Температура, °С				Примечание	
		пород на глубинах (м) ниже поверхности земли					
		0,95*	1,20	1,45*	1,70		
18—10	—	16,48	15,10	—	13,47	Глубина зумпфа 0,75 м	
18—23	—	16,33	15,05	—	13,44		
18—30	—	16,33	15,04	—	13,38	Начало налива в 18 ч 34 мин	
18—36	29,2	16,33	—	—	—		
18—40	27,4	16,33	15,02	—	13,38		
18—42	—	16,50	—	—	—		
18—43	—	17,30	15,11	—	—		
18—49	27,2	26,40	16,17	—	13,34		
18—51	—	—	—	—	13,34		
18—58	—	—	—	14,50	13,67		
19—05	27,1	27,62	27,50	19,64	15,59		
19—06	—	27,84	27,71	24,84	18,64		
19—17	27,0	27,90	28,20	26,85	22,31		
19—20	22,6	28,05	—	—	—		
19—22	16,2	28,05	—	—	—		
19—24	14,2	28,09	—	—	—		
19—26	12,8	28,13	27,87	27,82	26,41		
19—30	—	28,20	27,75	—	—		
19—32	12,0	28,20	—	—	—		
19—33	—	28,09	28,12	—	—		
19—35	—	27,75	28,16	—	—		
19—37	11,7	—	28,16	—	—		
19—38	—	—	28,13	—	—		
19—40	11,7	25,70	27,50	28,08	27,60		
19—50	11,7	—	—	28,22	27,77		
19—52	—	—	—	28,18	—		
19—55	11,8	—	—	27,96	27,86		
19—57	—	—	—	—	27,81		
20—00	12,1	—	—	—	27,66		
20—05	—	15,27	12,45	24,54	25,77		
20—10	—	14,41	12,02	19,45	23,55		
20—15	—	14,23	11,91	17,01	21,22		
20—35	—	14,52	11,94	14,40	15,90		
21—05	—	15,16	12,45	15,05	15,52		
21—35	—	15,47	12,97	15,75	15,90		
21—55	—	15,60	13,00	16,08	16,23		

* Воковые датчики

подготовительные работы, а также само ведение опыта являются общими с комплексными гидрогеотермическими методами, перейдем непосредственно к анализу результатов специальных полевых экспериментов.

На площадке Рикантай 3 в каждый шпур, забитый под дно шурфа наклонно, вставлялись по два терморезистора, в связи с чем те датчики, которые помещались на забое шпуров оказывались под центром зумпфа, а два других под самым его краем (рис. 47, а). По вертикали они оказались на следующих глубинах (по порядку): 0,95; 1,20; 1,45; 1,70 м. Причем первая и третья цифры указывают на положение датчиков от дна зумпфа под его кромкой, а две другие (1,20 и 1,70) — под его центром. Так же как и в комплексном опыте, сначала была запущена вода, которая до начала опыта сутки находилась в цистерне, а поэтому успела приобрести температуру воздуха ($27\text{--}29^{\circ}\text{C}$) и превысить температуру пород на глубине 1,20 м на 14°C (табл. 71).

После того как фронт увлажнения достиг нижнего датчика (1,70 м), а температура воды и пород на глубине 1,20 м сравнялась, была запущена холодная вода (10°C), температура которой хотя и поднялась вначале при смешении с теплой водой, находившейся в зумпфе, но все же оставалась целый час на $13\text{--}16^{\circ}\text{C}$ ниже, чем температура пород на глубине 1,20 м (см. табл. 71). Как только граница раздела (теплая — холодная вода) дошла до нижнего датчика, опыт был прекращен. На весь опыт, включая подготовительные работы и ликвидацию, ушло, таким образом, всего 3 ч 30 мин.

Фактические затраты труда при гидрогеотермическом экспресс-нагреве на примере опыта Рикантай 3

Состав отряда — 2 человека (инженер и рабочий).

I. Подготовительные работы:

- а) шурф глубиною 0,50 м и зумпф 0,25 м (диаметром 0,50 м);
- б) два шпера глубиною 1,7 и 2,0 м;
- в) установка четырех датчиков температуры.

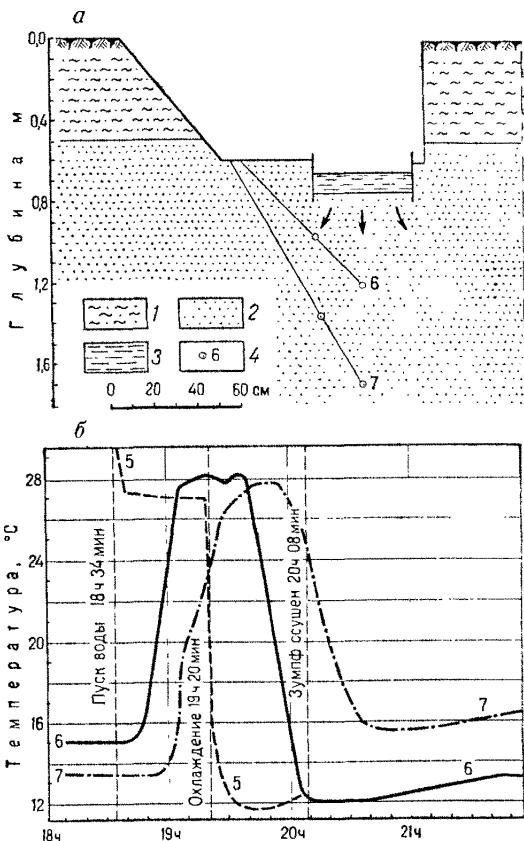


Рис. 47. Гидрогеотермический экспресс-опыт на участке Рикантай 3 (5/VII 1973 г.)

а — схема размещения датчиков температуры (1 — суглинки, 2 — пески, 3 — вода в зумпфе, 4 — датчик температуры и его номер); б — режим температуры воды в зумпфе (5) и пород в зоне аэрации на глубине 1,20 м ниже дна зумпфа (6) и 1,70 м (7)

II. Опыт:

- а) налив воды;
 б) наблюдения за режимом температуры воды в зумпфе (рутный термометр) и пород в зоне аэрации (терморезисторы ММТ-4 и мост сопротивления МО-62). } 2 ч 10 мин

III. Ликвидация:

- а) извлечение терморезисторов; }
 б) засыпка шурфа. } 30 мин

Всего

3 ч 30 мин

П р и м е ч а н и е. Дополнительного учета требует доставка воды (260 л). Литологический состав пород — суглинки (0,5 м), ниже пески. Глубина и детальность исследований (интервалы): 0,75—0,95 м; 0,95—1,20 м; 1,20—1,45 м; 1,45—1,70 м.

Результаты обработки показали, что фактическая скорость передвижения фронта тепловой волны в начале опыта была в 1,5—2,0 раза выше, чем действительная скорость передвижения температурной границы раздела в условиях насыщения (табл. 72). Приведя действительную скорость к той же температуре, что и в первом опыте (18°C), мы можем в дальнейшем для перехода к скорости фильтрации или коэффициенту фильтрации воспользоваться табличными зна-

Таблица 72

Оценка фильтрационных свойств пород зоны аэрации по термометрическим данным при экспресс-опыте на участке Рикантай 3

Параметр	Интервал исследования, м			
	Центр зумпфа		Край зумпфа	
	0,75—1,20	1,20—1,70	0,75—0,95	0,95—1,45
Фактическая скорость движения фронта увлажнения, м/сут	72,0	47,9	36,0	—
v_d при $t=18^{\circ}\text{C}$, м/сут	По t_{cp} (I)	26,6	31,9	19,8
	По границе раздела (II)	34,3	31,1	21,1
Скорость фильтрации (коэффициент фильтрации) при $\mu_{акт}=0,11$ и $t=18^{\circ}\text{C}$, м/сут	I	2,9	3,5	2,2
	II	3,8	3,4	2,3
Коэффициент фильтрации по методу Болдырева, м/сут	Измеренный	22,0		
	С понижающим коэффициентом (0,22)	4,8		

чениями активной пористости или более точными ее значениями в том случае, если бы отобрали образцы пород для лабораторных исследований. Поскольку в нашем случае мы располагаем значениями активной пористости, полученными «in situ» в процессе комплексного опыта на смежном участке, то такой пересчет оказывается более точным. Коэффициент фильтрации, вычисленный в процессе опыта по методу Болдырева, оказывается и в этом случае более близким по абсолютной величине к действительной скорости фильтрации.

Поскольку в процессе описанного опыта датчики температуры помещались в наклонные шпуры, то может возникнуть подозрение, что вода при подходе к первому боковому датчику стекает затем по самому шпуре ко второму датчику.

Таблица 73

Различие скоростей фильтрации в песках ниже дна зумпфа по его диаметру в интервале 0,81—1,35 м по термометрическим данным при наливе на участке Рикантай 7

Параметр	Положение датчика температуры					k , м/сут	По Нестегову	
	В 5,1 см от центра, в 26 см от края зумпфа	В 1 см от края зумпфа	Пол центром зумпфа	Пол краем зумпфа	В 4,9 см от центра, в 24 см от края зумпфа			
Фактическая скорость движения фронта увлажнения, м/сут	15,1	26,8	38,9	35,3	27,9	25,8	18,1	
v_d (холодная вода; $t=11^\circ\text{C}$), м/сут	Вычислennая	5,8	10,4 $t=15$	26,8 $t=16$	22,2 $t=16$	15,4	14,2	9,9
	Приведенная ($t=18^\circ\text{C}$)	—	11,2	28,2	23,3	—		
v_d (теплая вода; $t=34^\circ\text{C}$), м/сут	Вычислennая	4,0	21,6 $t=26$	35,3 $t=24$	24,5 $t=24$	13,2	18,6	13,0
	Приведенная ($t=18^\circ\text{C}$)	—	17,9	30,6	21,2	—		
$v(\kappa)$ ($\mu_{\text{акт}}=0,11$, $t=18^\circ\text{C}$), м/сут	При пуске холодной воды	0,64	1,2	3,1	2,6	1,7	—	—
	При пуске теплой воды	0,44	2,0	3,4	2,3	1,4		
Конец опыта (в знаменателе с понижющим коэффициентом)	—	—	—	—	—	17,2 3,8	12,0 3,6	

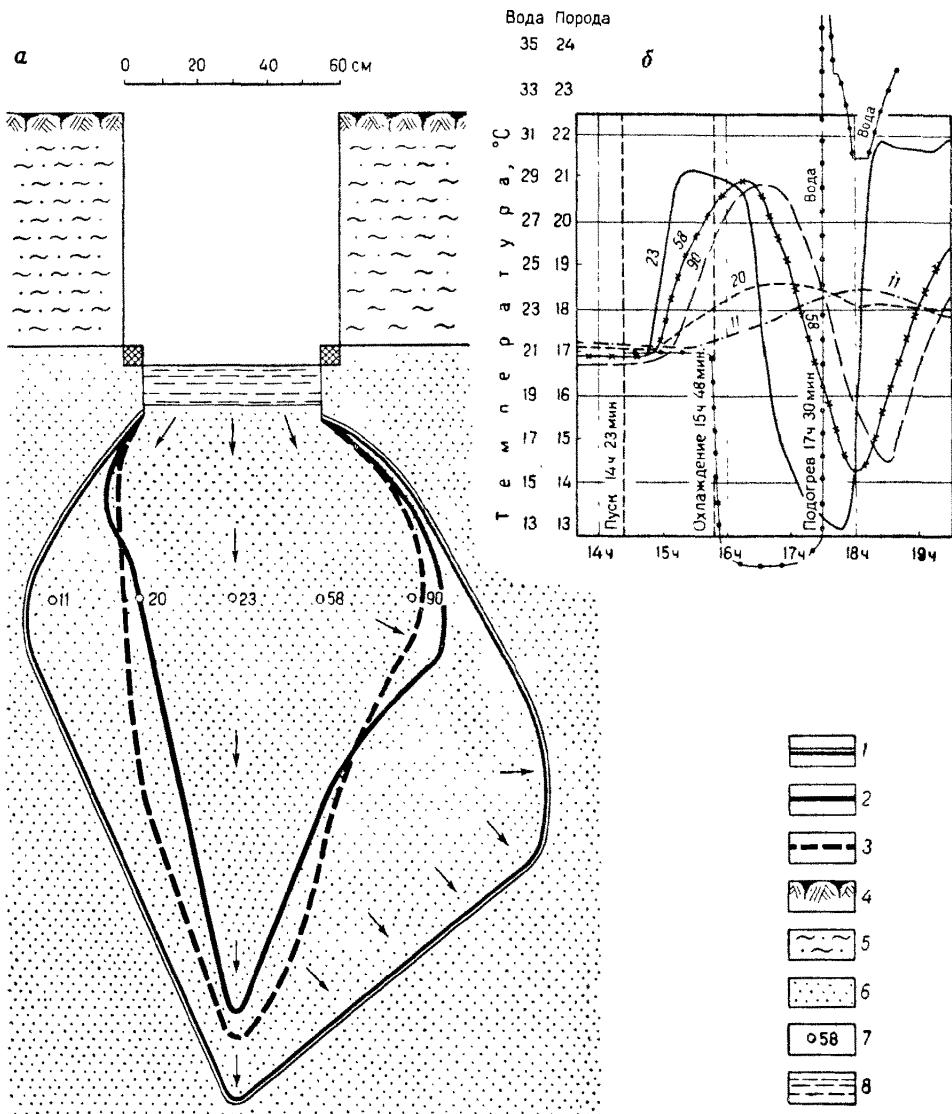


Рис. 48. Различия в скорости фильтрации по диаметру зумпфа на примере участка Рикантай 7 (18/VII 1973 г.)

а — условное положение фронта увлажнения и границ раздела сред с различной температурой по диаметру зумпфа; **б** — режим температуры пород в зависимости от их положения относительно центра зумпфа.
 1 — фронт увлажнения через сутки; 2 — граница раздела сред или фронт охлажденной воды через сутки;
 3 — граница раздела сред или фронт теплой воды; 4 — растительный слой; 5 — суглинки легкие и супеси;
 6 — пески среднезернистые; 7 — датчики температуры и их номера; 8 — вода в зумпфе

Для выяснения этого вопроса мы провели специальный опыт на площадке № 7, где был выкопан зумпф, глубиной 0,81 м, а под его дно из вспомогательного шурфа на глубине 1,35 м с расстояния 1,5 м (во избежание влияния молекулярных тепловых волн сбоку) был пробит строго горизонтальный шпур, в котором размещались пять датчиков, один из которых находился под центром, а остальные на разных расстояниях от центра зумпфа (рис. 48). Температурная граница раздела создавалась дважды: теплая — холодная, а затем холодная — теплая вода. Результаты опыта (см. рис. 48, табл. 73) свидетельствуют о том, что

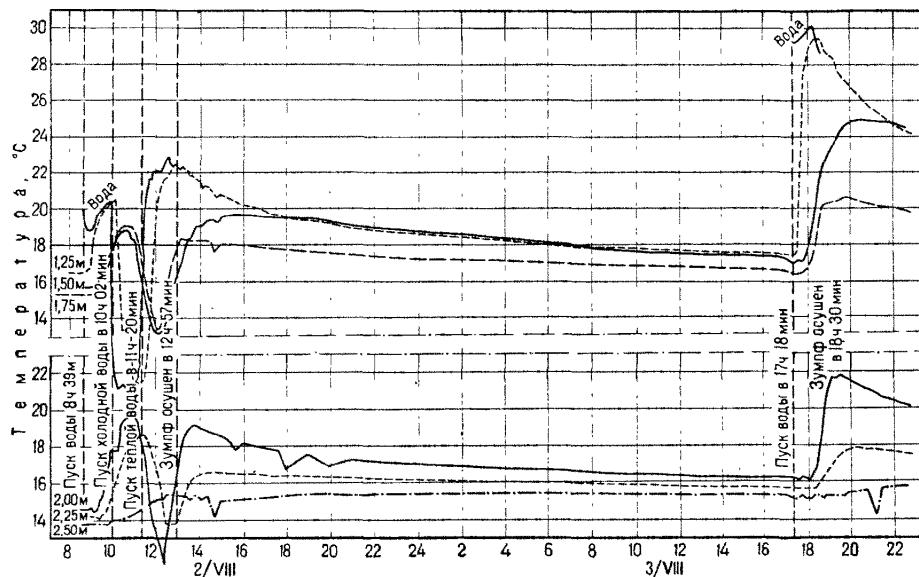


Рис. 49. Режим температуры воды и пород зоны аэрации при экспресс-опыте на участке Рикантай 9

скорость передвижения как фронта увлажнения в начале опыта, так и температурной границы раздела в обоих случаях оказалась в центре зумпфа значительно выше, чем по периферии, в связи с чем при размещении датчиков в наклонном шурфе до 45° фронт увлажнения подходит примерно одновременно к обоим датчикам (центральному и боковому).

Что касается датчиков, размещенных за пределами кольца, то там скорость оказалась значительно меньше (см. табл. 73). Вместе с тем различия в данных, полученных при пуске воды холодной, с одной стороны, и теплой — с другой — незначительны.

Не лишне, однако, заметить, что скорость фильтрации в центре зумпфа оказывается выше, чем на периферии в том случае, когда породы, слагающие дно зумпфа однородны по фильтрационным свойствам. Примером влияния неоднородности могут служить результаты опыта, проведенного на участке Рикантай 9 (табл. 74). На этом участке под шурф было пробито три шпера под углом 45° и установлено шесть датчиков, что позволило оценить фильтрационные свойства пород по центру и краю зумпфа с интервалами 0,5 м до 2,5 м (рис. 49). По результатам этого опыта и с учетом вскрытого после опыта разреза

Таблица 74

Оценка фильтрационных свойств пород зоны аэрации по термометрическим данным при экспресс-наливе
на участке Рикантай 9

Параметр	Интервал исследования, м					
	Центр зумпфа			Край зумпфа		
	1,0—1,5	1,5—2,0	2,0—2,5	1,00—1,25	1,25—1,75	1,75—2,25
Фактическая скорость фронта увлажнения, м/сут	30,0	31,3	22,5	40,0	24,0	65,5
v_d после кратковременного (29 ч) прекращения налива (конец опыта), м/сут	25,5	47,9	—	29,9	27,7	50,5
v_d при $t=11^\circ\text{C}$, м/сут	Вычисленая (I) $(t=15^\circ\text{C})$	17,1	36,0 $(t=19^\circ\text{C})$	6,3 $(t=17^\circ\text{C})$	40,0 $(t=14^\circ\text{C})$	19,4 $(t=19^\circ\text{C})$
	Приведенная к $t=18^\circ\text{C}$ (II _a)	18,5	35,1	6,4	44,3	18,9
v_d при $t=22^\circ\text{C}$, м/сут	I	12,7 $(t=17^\circ\text{C})$	31,3 $(t=15^\circ\text{C})$	—	45,0 $(t=17^\circ\text{C})$	15,6 $(t=15^\circ\text{C})$
	II _b	13,0	33,8	—	46,1	16,5
$v(k)$ при $t=18^\circ\text{C}$ и $\mu_{\text{акт}}=0,14$, м/сут	II _a	2,6	4,9	0,90	6,2	2,6
	II _b	1,8	4,7	—	6,4	2,3
k (по Болдыреву), м/сут. В числителе — вычисленный; в знаменателе — с понижающим коэффициентом (0,22)	Холодная вода (11°C)	24,0/5,2				
	Теплая вода (22°C)	25,3/5,6				

Таблица 75

**Результаты экспресс-опыта на участке Новая Платнировка 2
Краснодарского края (29/VI 1974 г.)**

Параметр	Метод ¹	Интервал исследования, м	
		2,00–2,56	2,56–3,36
Действительная скорость движения при $t=18^\circ \text{C}$, м/сут	По скорости наступления $t_{\text{ср}}$ ($c\rho=0,61$)	5,23	5,20
	По скорости передвижения границы раздела сред с различной температурой	3,76	—
Скорость фильтрации (коэффициент фильтрации), м/сут	Болдырева	Измеренная	3,2
		С понижающим коэффициентом (0,22)	0,70
	Нестерова	Через 3,5 сут	0,50
		С понижающим коэффициентом (0,3)	0,15
	ВСЕТИГЕО	Через 6 ч	2,45
		С понижающим коэффициентом (0,3)	0,73
	$v_d \cdot (0,05)$	По $t_{\text{ср}}$	0,26
		По границе раздела сред	0,19

хорошо видно, что благодаря фильтрационной неоднородности пород, непосредственно слагающих дно шурфа, скорость фильтрации по периферии в интервалах 1,0–1,5 м и 1,75–2,50 м оказалась выше, чем в центре шурфа (см. табл. 74).

На полях станицы Новая Платнировка 2 Краснодарского края гидрогеотермический экспресс-опыт в 1974 г. продолжался 11 ч. на участке, где три года назад проводился налив в шурф № 27 по методу Нестерова в течение 3,5 суток сотрудниками Краснодарской комплексной геологической экспедиции (ККГЭ). Участок сложен средними суглинками с вертикальными ходами землероев, которые перекрываются мощной толщей чернозема (около 2 м).

Для сопоставимости результатов опытов нами был выкопан шурф такой же глубины (2 м), каким он был в опыте ККГЭ в 1971 г. Экспресс-налив сопровождался замерами расхода во внутреннее и внешнее кольца (методы Болдырева и Нестерова) и кратковременными наблюдениями за режимом температуры воды и пород зоны аэрации (рис. 50), что позволяет

вычислить действительную скорость фильтрации для верхнего интервала (2,00—2,56 м) двумя гидрогеотермическими способами, а для нижнего (2,56—3,36 м) — одним (табл. 75).

Пользуясь значением активной пористости для суглинков, полученным нами ранее для другого участка этого района (0,05), можем вычислить скорость фильтрации (коэффициент фильтрации), который в одном случае (по скорости передвижения границы раздела сред с различной температурой) практически совпадает с коэффициентом фильтрации, вычисленным путем умножения на понижающий коэффициент результата, приводимого в отчете ККГЭ по данным налива на этом участке в течение 3,5 суток (см. табл. 75). Вместе с тем результат оценки k по методике Нестерова применительно к данным экспресс-налива (на 6 часов) даже при использовании понижающего коэффициента превосходит в несколько раз упомянутые данные.

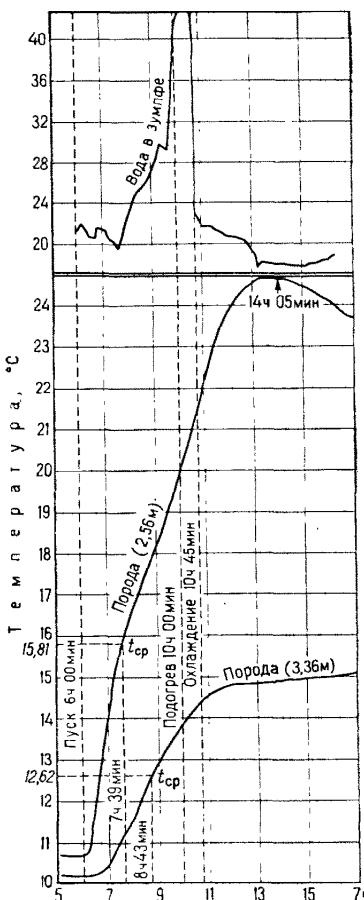


Рис. 50. Режим температуры воды и пород на участке Новая Платнировка 2 (Краснодарский край)

В общем виде сравнительные данные о достоинствах и недостатках различных методов сведены нами в таблице (см. табл. 59). Здесь же остановимся в этом плане несколько подробнее, опираясь на данные отдельных специальных натурных исследований. Анализ материалов, полученных в процессе трех десятков опытов, показывает, что данные, получаемые методом Болдырева, чаще всего близки к значениям действительной скорости фильтрации (а не коэффициента фильтрации), определяемым другими методами. В некоторых районах были получены довольно устойчивые соотношения между скоростями (коэффициентами фильтрации), вычисленными по методу Болдырева и другим методам (табл. 76).

Однако в большинстве случаев такого устойчивого соотношения установить не удается. В районах со слабым боковым растеканием (при наличии вертикальных ходов землероев в суглинках или в хорошо проницаемых песках при

4. НЕКОТОРЫЕ СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ИЗУЧЕНИЯ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ПОРОД ЗОНЫ АЭРАЦИИ РАЗЛИЧНЫМИ МЕТОДАМИ

В общем виде сравнительные данные о достоинствах и недостатках различных методов сведены нами в таблице (см. табл. 59). Здесь же остановимся в этом плане несколько подробнее, опираясь на данные отдельных специальных натурных исследований. Анализ материалов, полученных в процессе трех десятков опытов, показывает, что данные, получаемые методом Болдырева, чаще всего близки к значениям действительной скорости фильтрации (а не коэффициента фильтрации), определяемым другими методами. В некоторых районах были получены довольно устойчивые соотношения между скоростями (коэффициентами фильтрации), вычисленными по методу Болдырева и другим методам (табл. 76).

Однако в большинстве случаев такого устойчивого соотношения установить не удается. В районах со слабым боковым растеканием (при наличии вертикальных ходов землероев в суглинках или в хорошо проницаемых песках при

Таблица 76

Соотношения между скоростями фильтрации, вычисленными по методу Болдырева и с помощью полулогарифмического графика Фролова в Рикантае (1973 г.)

Номер площадки (опыта)	1	3	7		9		Среднее	Средний понижающий коэффициент для метода Болдырева
			Начало опыта	Конец опыта	Начало опыта	Конец опыта		
Соотношение (Болдырева / Фролова)	4,1	4,6	3,6	4,3	4,9	5,4	4,5	0,22

повышении температуры с глубиной *) данные, получаемые методом Болдырева с одной стороны и Нестерова — с другой, например, нередко практически совпадают, а в районах с большим боковым растеканием (слабо проникаемые породы; резкое уменьшение фильтрационных свойств пород с глубиной *) цифры, получаемые методом Болдырева, могут превосходить в 10—20 и даже более раз данные, получаемые всеми другими методами. Поэтому этим методом нельзя пользоваться (без контроля) даже с помощью понижающего коэффициента, так как величина его различна не только для разных районов, но порой даже в пределах одной исследуемой площади.

Метод Нестерова имеет два важных преимущества перед методом Болдырева. Во-первых, точность его значительно выше. Во-вторых, хотя такая точность в настоящее время также недостаточна, этот метод дает более устойчивые соотношения с другими точными методами, а это позволяет получать более надежные данные с помощью понижающего коэффициента. Как показывают однозначно данные, полученные в процессе независимых опытов в разных районах разными авторами и различным набором методов (Фролов, Чернов) в качестве среднего весьма приближенного понижающего коэффициента для метода Нестерова можно принять цифру 0,3. Введя понижающий коэффициент (0,3) в формулу Нестерова $k = \left(\frac{QH_{np}}{s(H_k + h + H_{np})} \right) 0,3$, можно получать нередко данные, сопоставимые по точности с результатами, получаемыми методами трехкольцевого инфильтрометра, высоких колонн и гидрогеотермическими. Однако у метода Нестерова (так же как и у всех гидрогеодинамических методов) остаются следующие важные недостатки:

- необходимость в длительном наливе (до стабилизации расхода);
- низкая информативность и неопределенность в оценке мощности изучаемого слоя (расход регистрируется только на входе и никаких данных о характере перемещения влаги в самой среде при использовании этих методов получить нельзя);

* Влияние на растекание температурной стратификации пород. При уменьшении температуры с глубиной в зоне аэрации, сложенной даже однородными по фильтрационным свойствам породами, скорость фильтрации будет больше в стороны, чем в глубину, так как температура пород с глубиной быстро падает, что приводит к увеличению вязкости воды и уменьшению скорости. При увеличении же температуры с глубиной растекание уменьшается.

— необходимость в дополнительных определениях температуры для учета эффекта температурной поправки (в противном случае данные не сопоставимы, так как получают их всегда при разных температурах).

Что касается гидрогеотермических методов, то близкая сходимость результатов, получаемых на смежных участках (сложенных однородными и изотропными породами) в процессе независимых опытов и с помощью независимых модификаций метода, свидетельствует о надежности гидрогеотермических методов и достоверности данных, получаемых с их помощью. Элемент случайности практически отсутствует, тогда как метод Нестерова, например, несмотря на использование упомянутого выше коэффициента, порой может давать существенные ошибки. Вместе с тем в районах, сложенных суглинками со столбчатой структурой и наличием вертикальных ходов землероев, наблюдается практическое совпадение результатов, получаемых методом Нестерова и гидрогеотермическими методами (табл. 77).

Т а б л и ц а 77

**Сравнительные данные, полученные на втором ключевом участке
Волковской оросительной системы в Саратовском Заволжье (1970 г.)**

Показатели	Скорость инфильтрации, м/сут, по методам		
	гидрогеотермическим		Нестерова
	Столмана	Фролова	
Интервал, м	0,50—0,95	0,94	0,82
	0,95—1,50	—	0,42
Продолжительность опыта, сут	2	1	4

Хотя и в этом случае метод Нестерова уступает гидрогеотермическим методам в экономической эффективности (высокая продолжительность опыта). Удовлетворительные результаты с помощью метода Нестерова получены и в Прибалтике на участке, сложенном среднезернистыми песками (табл. 78).

Т а б л и ц а 78

Результаты, полученные разными методами

Интервал, м	Скорость инфильтрации, м/сут, по методам			
	гидрогеотермическим		Нестерова	Трубка СпецГЕО
	Столмана	Фролова		
0,63—1,61	1,9	2,7	5,0	4,7
1,61—2,13	3,2	3,2		

В хорошо проницаемых породах ($v > 1$ м/сут) гармонические изменения температуры четко прослеживаются на больших глубинах ниже дна шурфа (или бассейна), в который проводится налив, благодаря чему в таких случаях дает хорошие результаты и методика Столмана. Резко возрастают расхождения в результатах оценки параметров при изучении фильтрационных свойств слабо проницаемых пород в связи с увеличением роли растекания в таких породах, что хорошо видно на примере одного из участков Спасского канала Куйбышевского Заволжья. Как видим, коэффициент фильтрации, вычисленный в этом случае по методу Нестерова, в несколько раз превышает данные, полученные другими методами (табл. 79). Следует обратить внимание также на то, что коэффициент фильтрации, рассчитанный по методу Нестерова, не уменьшается

Таблица 79

Результаты комплексного изучения фильтрационных свойств пород зоны аэрации на одном из участков Спасского канала (июль, 1972 г.)

Метод	Коэффициент фильтрации, м/сут, ($t=18^{\circ}\text{C}$) в интервалах исследования, м				
	0,00—0,74	0,74—1,22	1,22—1,52	1,52—2,00	2,00—3,40
Нестерова	Измеренный		0,66—1,23		
	С понижающим коэффициентом		0,20—0,37		
Столмана	0,24	—	—	—	—
Фролова	0,24	0,22	0,21	0,15	0,10
Плановая скорость передвижения контура увлажнения на стенке вспомогательного шурфа	0,04	0,12	0,18—0,23	—	—
Экспресс-наливы в шурфы	1,1	1,2	0,25	—	—
Трубка СпецГЕО	—	0,16—0,87	—	—	—
Налив в скважины	Насберга		0,03		
	Фролова	0,28—0,34	0,18—0,27	0,12—0,19	0,05—0,10

(как обычно), а возрастает от 0,66 м/сут в первые сутки до 1,23 м/сут в течение последующих пяти суток, вероятно, вследствие двухслойного строения исследуемой толщи. В первые сутки инфильтрация происходила в толще супесей со слабым растеканием, а в последующие сутки при достижении фронтом влаги кровли суглинков (1,5 м) растекание резко возросло. При использовании гидрогеодинамических методов не только исключается возможность послойной оценки параметров по данным одноразового налива, но и обобщенную цифру не всегда

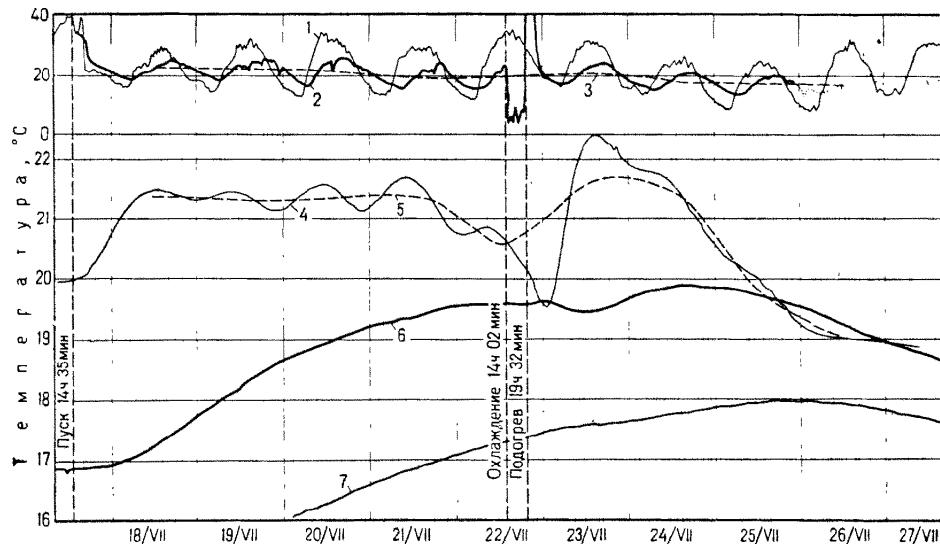


Рис. 51. Режим температуры воздуха, воды и пород в зоне аэрации на одном из участков Спасского канала Куйбышевского Заволжья

1 — режим температуры воздуха; 2 — то же, воды; 3 — среднесуточная температуры воды в зумпфе; 4 — температура пород на глубине 0,74 м ниже дна зумпфа; 5 — среднесуточная температура пород на глубине 0,74 м; 6 — температура пород на глубине 1,22 м; 7 — температура пород на глубине 1,52 м

удается получить точно даже с помощью понижающего коэффициента. Что касается метода Столмана, то, как видим, с его помощью удалось оценить параметры только в верхнем интервале, так как ниже температура изменялась линейно ввиду слабой скорости инфильтрации (рис. 51). При использовании нашей методики скорость инфильтрации можно в данном случае оценить в пределах всего изучаемого разреза поинтервально, так как не требуется знания времени запаздывания. Оценка скорости инфильтрации при линейном характере изменений температуры отличается здесь лишь техникой расчета. Так, при гармонических изменениях температуры в качестве периода колебаний принята полная гармоника, а при линейном изменении время подъема (или спада) температуры учитывается как половина периода и при расчете длительность линейного изменения температуры удваивалась. Это обстоятельство имеет особо важное значение при исследованиях в слабо проницаемых породах. Правда, такой подход не всегда оказывается результативным и требует дополнительных исследований.

В слабо проницаемых породах не всегда удается проследить за перемещением границы раздела сред с различной температурой в условиях насыщения, а при использовании второго способа (по t_{cp}) значительно увеличивается продолжительность опыта. Это ограничивает возможности гидрогеотермических методов в районах, сложенных слабо проницаемыми породами *. Так, в Спасском канале ниже 1,22 м нам не удалось надежно зарегистрировать время прохождения ни холодной, ни теплой волны, хотя если учесть, что охлаждение — подогрев воды в зумпфе вызвали изменения температуры на глубине 0,74 м на $2,85^{\circ}\text{C}$, а на глубине 1,22 м на $0,36^{\circ}\text{C}$, то при таком коэффициенте затухания ($4,31 \cdot 10^{-2}$) изменение температуры на глубине 1,52 м в соответствии с формулой (16) должно составить $0,10^{\circ}\text{C}$. Запаздывание времени подхода охлажденной волны на этой глубине относительно 1,22 м должно быть примерно 5 часов. В действительности же на глубине 1,52 м в это время понижения температуры не наблюдалось. Однако именно с этого момента отмечается четкий спад в темпах роста температуры на этой глубине (см. рис. 51). Попытаемся выяснить почему это произошло. На 7 ч 23/VII 1972 г. распределение температуры ниже дна зумпфа было следующим:

Глубина, м	0,74	1,22	1,52
Температура, $^{\circ}\text{C}$	21,01	19,52	17,53

Согласно формуле $q_{kv} = vc_0\rho_0 t$ конвективная составляющая удельного теплового потока (q_{kv}) уменьшается от $1,9 \cdot 10^{-4}$ в интервале 0,74—1,22 м до $1,5 \cdot 10^{-4}$ кал/см 2 ·с в интервале 1,22—1,52 м. В то же время оценка по формуле $q_{kd} = \lambda\Gamma$ показывает, что кондуктивная составляющая (q_{kd}), наоборот, возрастает от $1,5 \cdot 10^{-4}$ до $3,3 \cdot 10^{-4}$ кал/см 2 ·с в этих интервалах в связи с соответствующим ростом градиента температуры от $3,1 \cdot 10^{-2}$ до $6,6 \cdot 10^{-2}$ $^{\circ}\text{C}/\text{см}$ при одинаковой теплопроводности ($\lambda = 5 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с· $^{\circ}\text{C}$). В слабо проницаемых породах, как видим, велика роль молекулярного теплообмена. Вместе с тем, расчеты показывают, что температура изменилась бы значительно меньше при охлаждении — подогрева, если бы тепло передавалось только кондуктивным путем (табл. 80).

Оценка соотношения конвективной и кондуктивной составляющих удельного теплового потока для названных интервалов с помощью критерия Пекле (Pe) дает соответственно цифры 1,81 и 0,77. При $Pe < 1$, использование гидрогеотермических методов для оценки гидроединамических параметров становится затруднительным. Как известно,

$$Pe = \frac{vl}{a}, \quad (57)$$

где l — длина свободного пробега частицы, см.

* Поэтому решением проблемы следует, по-видимому, считать использование серии шурfov с одиночными датчиками (см. рис. 38, II).

В вопросе о том, что следует принимать в качестве величины l , среди гидрологов нет единого мнения. Нами предлагается определять его из следующего выражения:

$$l = \frac{v\tau_1}{\mu}, \quad (58)$$

где τ_1 — расчетное время (с), для которого определяется соотношение процессов конвекции и кондукции.

В этом случае величина l соответствует действительному расстоянию, которое «пробегает» частица за расчетное время. Поскольку в рассмотренном выше случае нас интересовали последствия охлаждения воды в зумпфе, длившегося

5 ч 30 мин, то именно это время принято в качестве τ_1 при определении полученных выше значений Ре.

На основании изложенного можно заключить, что при кратковременных исследованиях (сутки) роль подземных вод в теплообмене сопоставима с молекулярной теплопроводностью при скорости порядка 10^{-4} см/с (критерий Рейнольдса близок к единице). При меньшей скорости фильтрации эффективность гидрогеотермических методов падает. В случае длительных наблюдений (до года, например), за режимом температуры подземных вод и вмещающих пород гидрогеотермические методы оказываются эффективными даже при меньшей скорости фильтрации (10^{-5} см/с).

Из приводимого примера также видно, что среднее значение k по двум определениям в трубке СпецГЕО в 2,5 раза превышает коэффициент фильтрации, полученный на этом же участке и глубине гидрогеотермическими методами, но в два раза меньше, полученного по методу Нестерова, хотя нижнее значение, полученное в одной из трубок, является точным. Это свидетельствует о том, что коэффициенты фильтрации с помощью трубок можно определять достаточно точно и в слабо проницаемых породах. Однако в силу технических трудностей, возникающих в основном при отборе образца, приходится пользоваться средними величинами из ряда определений, что существенно снижает точность отдельных правильных определений.

Данные, получаемые при экспресс-наливах, сравнительно близки с данными, полученными гидрогеотермическими методами только в слое суглинков, влажность которых близка к полной молекулярной влагоемкости. В толще супесей коэффициент фильтрации превышает в 5 раз, полученный гидрогеотермическими методами. По формуле В. М. Насберга, предложенной для оценки коэффициента фильтрации при наливах в «сухие» скважины, величина коэффициента фильтрации ($0,027$ м/сут) сопоставима с данными, полученными гидрогеотермическими методами лишь для глубин выше 3,3 м.

С целью получения объективных сравнительных данных о традиционных и разрабатываемых методах в 1974 г. наши полевые экспериментальные исследования были привязаны к районам, где изыскания выполнялись произ-

водственной организацией — Краснодарской комплексной геологической экспедицией. Для дублирующих исследований были выбраны две площади — Кубанская, расположенная на территории проектируемой Лево-Егорлыкской оросительной системы, и Благовещенская площадь. На Кубанской площади для дублирующих опытов были выбраны два участка, располагающиеся на разных профилях (участки шурфов 24 и 27). В обоих случаях опыты проводились гидрогеотермическими методами и контролировались методом Нестерова, который ранее применялся также производственной организацией. Время опыта в 1974 г. соответствовало времени проведения опыта производственной организацией в 1971 г. (конец июня — начало июля). В обоих опытах была получена полная сходимость расходов во внутреннее кольцо (на сопоставимые отрезки времени от начала опыта) в 1974 и 1971 гг. (см. рис. 44). Это свидетельствует об относительной плановой однородности фильтрационных свойств пород на каждом из участков исследований, а также о том, что технически налив сотрудниками производственной организации (ККГЭ) и НИИ (ВСЕГИНГЕО) проводился правильно или с одинаковыми систематическими ошибками, что маловероятно. Коротко остановимся на полученных результатах.

На первом участке нами проводился комплексный гидрогеотермический опыт в течение 43 ч. Три года назад на этом же участке стабилизация расхода при наливе в шурф № 24 наступила через 117 ч (т. е. почти через 5 сут). Таким образом, продолжительность опыта при использовании комплексного гидрогеотермического метода была почти в 3 раза меньше. Какова же точность и информативность опытов в обоих случаях? В 1971 г. при наливе в шурф № 24 в течение пяти суток были получены данные, которые позволили вычислить только коэффициент фильтрации, равный 0,66 м/сут. Для какого слоя пород он характерен — сказать невозможно. Можно лишь утверждать, что для какого-то слоя пород, залегающего ниже дна шурфа (2 м) и выше глубины промачивания (4 м). При повторном опыте в 1974 г., длившемся почти в три раза меньше, были получены значения действительной скорости фильтрации двумя гидрогеотермическими методами, скорость фильтрации и величина активной пористости пород с точной привязкой этих параметров к двум интервалам 2,0—2,4 и 2,4—3,0 м (см. табл. 64). Точность полученных во втором опыте параметров также более высокая.

На втором контрольном участке (шурф № 27) в 1971 г. опыт продолжался по методу Нестерова 84 ч (3,5 сут), в результате которого был получен коэффициент фильтрации, равный 0,50 м/сут для пород ниже 2 м. Три года спустя на этом же участке нами был проведен гидрогеотермический экспресс-опыт, продолжительностью 11 часов, в результате которого двумя гидрогеотермическими способами были получены значения действительной скорости движения для двух интервалов (2,0—2,6 и 2,6—3,4 м). По точности результаты становятся сопоставимыми после применения к данным 1971 г. (метод Нестерова) понижающего коэффициента (см. табл. 75).

На Благовещенской площади сотрудниками ККГЭ опыты по изучению фильтрационных свойств пород зоны аэрации с помощью метода Нестерова проводились на четырех участках в 1973 г. Этот район сложен более проницаемыми породами (суглинки легкие, супеси, а местами и пески). Для повторных опытов в 1974 г. нами были выбраны два из указанных четырех участков. Критерием для выбора их послужили крайние значения величины коэффициента

фильтрации, полученные методом Нестерова (1,16 и 17,0 м/сут). На двух других участках величины k укладывались в этот диапазон.

Кроме уже рассмотренных закономерностей, обнаруженных в результате сопоставления данных, полученных нами и производственной организацией, заслуживает внимания еще одно важное обстоятельство. С ним нам пришлось столкнуться на участке, где в 1973 г. был установлен высокий коэффициент фильтрации (17,0 м/сут). Повторные опыты через год на участках Благовещенская 3 и Благовещенская 4* не подтвердили столь высокое значение k (см. табл. 69). При дополнительном исследовании выяснилось, что участок, выбранный для опыта в 1973 г., представляет собой бывшее подворье дореволюционных строений, где размещались не только погреба, но и глубокие ямы (до 9—12 м) для хранения зерна. Проводившийся налив в 1973 г. отражает по-этому не фильтрационные свойства пород зоны аэрации на данном участке, а влияние этих искусственных полостей. В этом сказался еще один существенный недостаток наливов в шурфы. Результаты его не позволяют выявить прямым путем влияние искусственных факторов. В то же время гидрогеотермические методы дают возможность обнаружить их воздействие. Так, на втором участке Благовещенской площади вдали от населенного пункта при наливе в шурф глубиной в 2 м, в 1974 г. коэффициент фильтрации по методу Болдырева через двое суток составил 13,9 м/сут (при понижающем коэффициенте 0,22 = 3,1 м/сут). По данным ККГЭ, коэффициент фильтрации, полученный методом Нестерова, на этом же участке в 1973 г. составлял 1,2 м/сут (при понижающем коэффициенте 0,3—0,36 м/сут). Завышенный коэффициент фильтрации в 1974 году был получен потому, что шурф оказался рядом с глубокой выемкой или норой (!), уходившей от шурфа в сторону на 0,7 м и на глубину до 2,5 м. Обнаружить же это удалось только тогда, когда правая часть дна в большом кольце внезапно провалилась и вода со звуком, похожим на выстрел, вдруг исчезла из большого кольца (в малом кольце уровень вначале держался на отметке 10 см как будто ничего не случилось и только минут через десять в его дне также образовалась щель). В образовавшийся провал ушло около 0,5 м³ воды, после чего уровень восстановился при расходе в оба кольца 2,64 м³/сут. Между тем, датчики температуры, находившиеся под центром внутреннего кольца зарегистрировали действительную скорость движения по вертикали всего 2,59 м/сут ($t = 13^\circ\text{C}$), что при $\mu_{\text{акт}} = 0,05$ приводит к весьма небольшому значению коэффициента фильтрации (0,15 м/сут).

Таким образом, в случае оценки фильтрационных свойств пород методами наливов в шурфы можно получить иногда по тем или иным причинам совершенно случайную величину, тогда как использование гидрогеотермических методов позволяет получить объективную информацию не только о расходе «на входе», но и о скорости передвижения влаги в самой среде при самых неблагоприятных условиях (в самых неожиданных ситуациях). Традиционные методы наливов в шурфы, применяемые до настоящего времени особенно в широких масштабах в мелиоративной гидрогеологии, уступают гидрогеотермическим методам не только в информативности, точности, надежности, но также в экономическом отношении.

* В нескольких десятках метров севернее.

5. ОБ ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ЭФФЕКТИВНОСТИ ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

На момент подготовки рукописи к печати внедрение предложенных гидрогеотермических методов изучения фильтрационных свойств пород зоны аэрации во Втором гидрогеологическом управлении (Л. Н. Смирнов, В. В. Костылев) находилось в начальной стадии, поэтому здесь будем опираться в основном на данные, полученные главным образом во ВСЕГИНГЕО (совместно с В. Н. Колосковой).

Расчет ожидаемого экономического эффекта определялся путем сравнения основных технико-экономических показателей при решении данной гидрогеологической задачи традиционными и новыми методами на конкретных участках. Экономический эффект достигается за счет увеличения производительности, в связи с сокращением затрат времени на подготовку и ликвидацию опыта и за счет уменьшения затрат труда. Хронометраж рабочего времени на подготовку, ликвидацию и проведение комплексного гидрогеотермического опыта проведен на участке Рикантай 3, сложенном хорошо проницаемыми породами, на основании чего определены затраты труда. Минимальный экономический эффект при замене одного опытного налива по методу Нестерова комплексным гидрогеотермическим методом составляет в этих условиях около 10 рублей.

При увеличении мощности зоны аэрации (числа опытов на каждую литологическую разность) эффект быстро возрастает. При двухслойном строении разреза (например, суглинки и пески) по приближенным подсчетам экономия может составить около 55 рублей на один опыт. При гидрогеологической съемке с применением ключевого метода целесообразно проведение комплексных гидрогеотермических опытов только на ключевых участках, а на остальной территории (по сгущенной сети) с помощью экспресс-методов, которые позволяют еще больше увеличить производительность труда как при подготовке и ликвидации, так и при проведении опыта. По тем же исходным экспериментальным данным (опытный участок Рикантай 3) экономия составляет около 33 рублей на один опытный налив (без учета затрат на поинтервальное изучение фильтрационных свойств).

Введение комплексного гидрогеотермического метода изучения фильтрационных свойств пород зоны аэрации только на Волковской оросительной системе (например, 1071 бригадо/смен — проект 2 ГГУ) дало бы экономию (10×1071) 10 710 руб., а при использовании гидрогеотермического экспресс-метода (33×1071) примерно 35 тыс. руб.

Для конкретной площади оценка эффективности новых методов при выполнении мелиоративно-гидрогеологических изысканий сделана на некоторых участках Краснодарского края, сложенных преимущественно средними и тяжелыми суглинками. При этом использованы в качестве репрезентативных те участки, в пределах которых изучение фильтрационных свойств пород зоны аэрации при гидрогеологической съемке проводилось вначале производственными организациями с помощью традиционных методов (в основном наливы в шурфы), а затем на тех же самых участках (с точной привязкой) сотрудниками ВСЕГИНГЕО с помощью новых методов Фролова (гидрогеотермические

экспресс-методы и комплексный метод). Кроме того, в последнем случае каждый опыт дублировался методикой Нестерова, а полученные результаты сопоставлялись с ранее полученными данными производственной организацией.

На базе проекта на гидрогеологическую съемку масштаба 1 : 50 000 в районе Кубанской рисовой системы (Лаврентьев, 1969) площадью 175 км² была составлена смета на сумму 224 тыс. руб. Для изучения фильтрационных свойств пород зоны аэрации проектом и сметой были предусмотрены наливы в шурфы по методу Нестерова (16 шурфов, глубина 2 м) и наливы в скважины по методу Баренблата — Шестакова (16 пар скважин). Сметная стоимость наливов в шурфы составляла 2,8 тыс. руб., а фактические затраты возросли практически до 4214 руб. Суммарная стоимость наливов в шурфы и скважины на Кубанском участке составила 7,3 тыс. руб., или 3,3% от сметной стоимости гидрогеологической съемки в целом на участке.

В последующем при составлении «Проекта работ по мелиоративно-гидрогеологической съемке масштаба 1 : 50 000 на территории Лево-Егорлыкской оросительной системы», занимающей 23 000 км², было выбрано, кроме названного выше, еще пять участков площадью 200 км² каждый (Украинский, Лосевский, Горькая балка, Крыловский и Шкуринский). Общая сметная стоимость работ на этих пяти участках составила 541 тыс. руб. Удельный вес наливов возрос и общая стоимость их составила 39,4 тыс. руб., или 7,2% от общей стоимости съемки. Наливы в скважины как не оправдавшие себя ранее на Кубанском участке не планировались на новых участках, но вместо них были запланированы наливы по методу Нестерова не в один шурф, а в пары шурfov, глубиной 2 и 4 м (по 15 пар на каждом участке, а всего 75 пар шурfov).

При замене традиционных методов изучения фильтрационных свойств пород зоны аэрации гидрогеотермическими методами в рассматриваемом примере нами оценивается только экономия за счет сокращения объема работ. Определим поэтому объем работ при изучении фильтрационных свойств пород зоны аэрации гидрогеотермическими методами в пределах пяти участков. Для упрощения (и запаса «прочности») оставляем число опорных пунктов для наливов и их положение в пределах каждого из участков неизменным. Тогда сократится лишь число дублирующих шурfov и вместо 15 пар останется 15 шурfov на каждом участке, а всего 75 шурfov (вместо 150). Сокращаются при этом более глубокие (4—5 м) шурфы. Напомним также, что информативность при этом не падает, а наоборот, возрастает, так как при использовании новых методов она зависит от числа и густоты установки датчиков температуры, а не числа и глубины заложения шурfov.

Соотношение между числом опытов, проводимых комплексным гидрогеотермическим методом (послойная оценка скорости и действительной скорости, а также пористости пород), с одной стороны, и экспресс-методом (оценка действительной скорости) — с другой стороны, принимается условию равным $1/5$ или, другими словами, на каждом участке в трех случаях из 15 используется комплексный метод (продолжительность опытов остается с завышением такой же, как и при использовании метода Нестерова, т. е. трое суток, или 9 бригадо/смен), а в остальных 12 случаях применяется экспресс-метод (продолжительность опыта одни сутки, или 3 бригадо/смены).

Продолжительность гидрогеотермических опытов принята для расчетов с большим запасом «прочности» с учетом фактических данных, полученных в про-

цессе наших повторных исследований на Кубанской площади в 1974 г., где первый раз исследования проводились сотрудниками Краснодарской комплексной геологической экспедиции в 1971 г. По этим сравнительным данным комплексный гидрогеотермический опыт продолжался в 2,7 раза меньше, чем опыт по методике Нестерова (участок шурфа № 24), а экспресс-опыт на участке шурфа № 27 длился в семь с лишним раз меньше. Информативность в обоих случаях, полученная гидрогеотермическими методами, была выше. Для расчета принимаем сокращение продолжительности гидрогеотермического экспресс-опыта для всех пяти участков в три раза по сравнению с длительностью налива по методике Нестерова. Продолжительность же комплексного опыта в расчете не сокращается и принимается равной традиционной, хотя в действительности она в два-три раза меньше. С учетом этих соображений общая стоимость изучения фильтрационных свойств пород зоны аэрации на указанных пяти участках методами Фролова составит:

— проходка шурфов ($75 \times 2 \times 3,47$)	= 520 руб.
— наливы в шурфы (12×3) + (3×9) $\times 5 \times 21,23$	= 6687 руб.
— подготовка и ликвидация опытных ($75 \times 0,75$ бригадо/смен $\times 18,74$)	= 1050 руб.
— засыпка шурфов ($187,5 \text{ м}^3 \times 0,505$)	= 95 руб.
<hr/>	
Итого:	= 8352 руб.

Все расчеты в приведенном примере основываются на действующих расценках, взятых из проекта и сметы Краснодарской комплексной геологической экспедиции. Как уже отмечалось, сметная стоимость тех же работ на всех пяти участках с использованием традиционных методов составила 39,4 тыс. руб., или на 34,1 тыс. руб. больше. Таким образом, последняя цифра указывает одновременно экономию по одному этому проекту. Поскольку общая площадь пяти участков составляет 1000 км^2 , то экономия от внедрения новых методов на 1 км^2 работ по мелиоративно-гидрогеологической съемке в масштабе 1 : 50 000 составит 31 рубль.

Г л а в а XI

ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЗОНЕ НАСЫЩЕНИЯ

1. ПИЗУЧЕНИЕ УСЛОВИЙ ВЗАИМОСВЯЗИ МЕЖДУ ПОВЕРХНОСТНЫМИ И ПОДЗЕМНЫМИ ВОДАМИ

Поверхностные водоемы и водотоки, заполняющие понижения в рельефе, в одних случаях являются естественными дренами для подземных вод, а в других при более высоком уровне воды они могут подпитывать подземные воды. Изучая распределение температуры по глубине и изменения температуры во времени на разных глубинах, а также режим температуры воздуха и в поверхностных водоемах, можно решать различные аспекты этой проблемы (выяснение

наличия взаимодействия поверхностных и подземных вод, определение радиуса дренирующего влияния или подпитывания подземных вод речной сетью и др.). Гидрогеотермические методы в одних случаях дают качественное представление о процессе (эволюция контуров растекания на участках питания подземных вод поверхностными), а в других — количественное (оценка скорости инфильтрации). Здесь остановимся лишь на методике изучения условий растекания, имеющей важное значение и для вопросов, рассмотренных в главе X. Действительно, на начальной стадии фильтрация из поверхностного водоема идет в зоне неполного насыщения (если только нет смыкания на данном участке подземных вод с поверхностными). Через некоторое время породы зоны аэрации насыщаются, уровень грунтовых вод поднимается (формируются купола) и может произойти смыкание поверхностных и подземных вод. Вообще говоря, иногда не просто провести даже грань между поверхностными и подземными водами. Подчиняясь законам общего круговорота воды в природе, инфильтрационные воды, например проникающие в настоящее время из поверхностных водоемов, могут на последующих этапах формировать субмаринные очаги разгрузки. Несмотря на это, целесообразно, хотя и условно, выделять два типа связи между подземными водами и поверхностными:

- инфильтрация (питание подземных вод из поверхностных водоемов и водотоков);
- субмаринная разгрузка (питание поверхностных вод подземными).

Такое деление является условным, так как нередко на одном и том же участке эти процессы могут сменять друг друга во времени. Тем не менее при решении ряда практических задач такое деление удобно.

Изучение эволюции контуров растекания на участках питания подземных вод. Трудно назвать другой вопрос из гидрогеологии, который бы решался по данным изучения режима температуры подземных вод с такой же степенью наглядности, достоверности и простоты. Ввиду высокой удельной теплоемкости и подвижности подземные воды по пути своего движения формируют в породах четкие температурные аномалии. Замеряя температуру подземных вод и пород, в которых они циркулируют, можно определять границы контуров растекания вод как в пространстве, так и во времени. Знание этого имеет важное значение при оценке питания подземных вод:

- на водозаборах инфильтрационного типа при естественном подтоке вод из поверхностных водоемов и водотоков (рис. 52);
- при искусственном восполнении запасов подземных вод с помощью инфильтрационных бассейнов (рис. 53);
- при опытных наливах в шурфы и котлованы (рис. 54).

Поскольку режим температуры подземных вод на таких участках отличается особой мобильностью, то эффективность использования гидрогеотермических методов здесь почти всегда выше эффективности других методов. Так, по данным гидрогеотермических исследований на первом участке ВОС, где производился опытный налив в котлован (участок сложен средними и тяжелыми суглинками), удалось определить для верхнего слоя (мощностью 4 м) не только направление преимущественного растекания (в плане и по разрезу), но также действительную скорость движения вод. Гидрогеотермические исследования показали, что до 1,7 м фильтрационные свойства суглинков в плане примерно

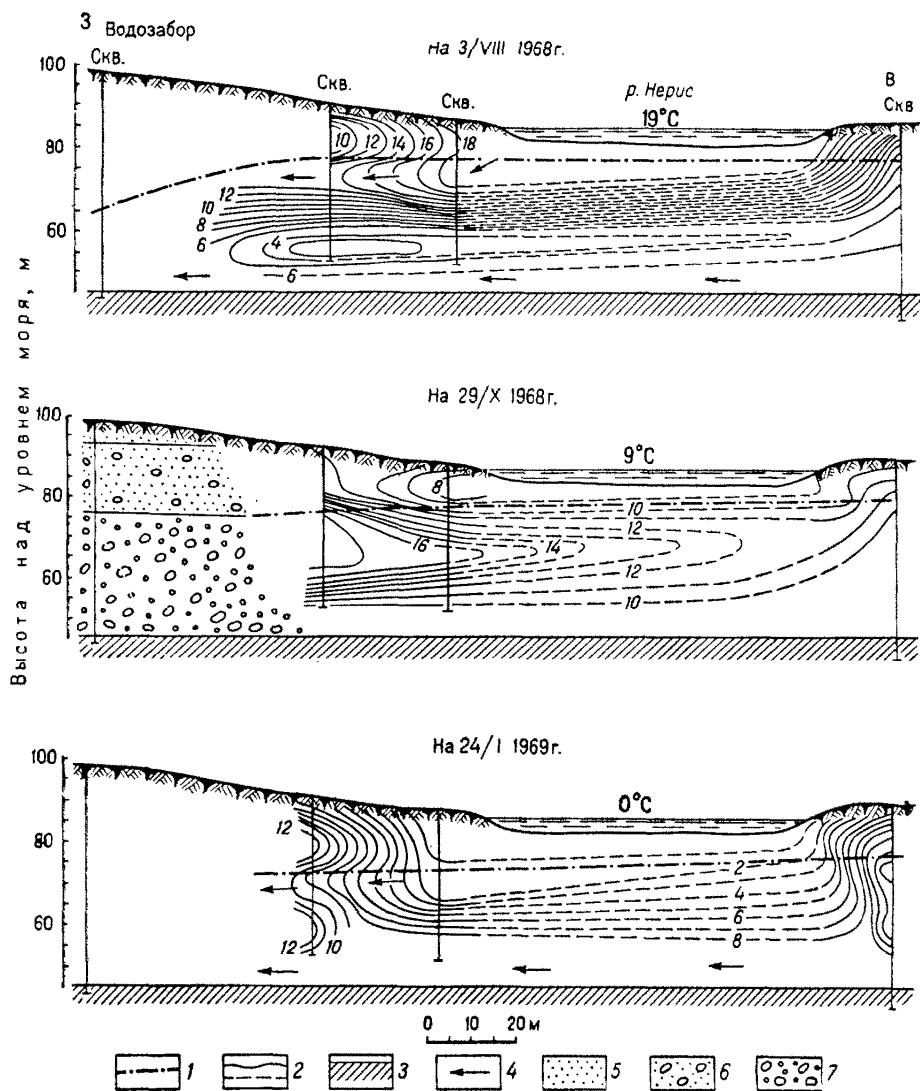


Рис. 52. Режим температуры водоносного пласта, имеющего связь с р. Нерис и эксплуатируемого водозабором (по данным наблюдений ВСЕГИНГЕО и литовской гидрогеологической станции).

1 — уровень подземных вод; 2 — геоизотермы; 3 — меловой водоупор; 4 — направление движения подземных вод по термометрическим данным; 5 — песок; 6 — песок с гравием; 7 — гравий с галькой

одинаковы вокруг котлована, а с 2,5 м улучшаются в северном и северо-восточном направлениях (рис. 55). Максимальное расстояние (4,41 м) от котлована до зоны с естественной температурой (фоп) зафиксировано на глубине 3,7 м

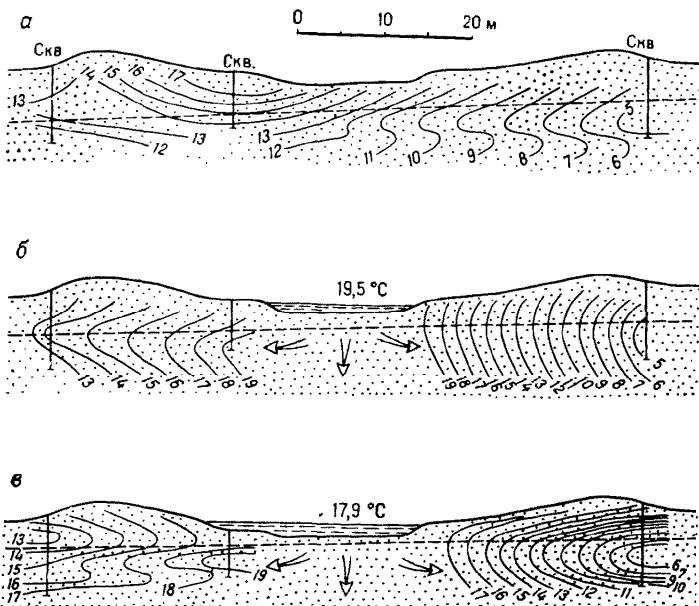


Рис. 53. Эволюция растекания из инфильтрационного бассейна № 17 водозабора Балтэзерс
а — геоизотермы на 10 ч 30 мин 15/VII 1968 г. (до пуска воды); б — геоизотермы, на 20 ч 30 мин 16/VII (через 9 ч 15 мин после пуска воды в бассейн); в — геоизотермы на 8 ч 30 мин 22/VII

в северо-восточном направлении, где действительная скорость движения тепла с влагой достигла 0,5 м/сут. Минимальная (0,2 м/сут) для этой же глубины отмечена в южном направлении. Для разреза в целом минимальная действительная скорость отмечена на глубине 1,2 м, где она падает до 0,07 м/сут.

Градиент напора можно определить лишь приближенно по границе между естественным и нарушенным температурными полями (рис. 56). В северо-восточном углу котлована он равен единице, а в юго-западном примерно 2,7.

На глубине 2,35 м в северо-восточном углу котлована, т. е. там, где проводились измерения действительной скорости движения воды по скорости передвижения фронта подогретой воды в условиях насыщения, средняя многосуточная действительная

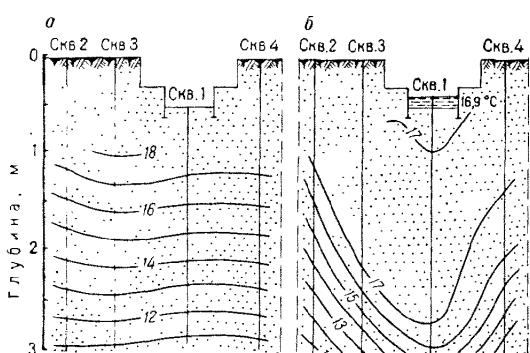


Рис. 54. Температурный режим на участке Балтэзерс 1 при наливе в шурф (Прибалтика):
а — до налива воды в шурф на 7 ч 16/VII 1970 г.; б — через 6 ч 10 мин после начала налива

Рис. 55. Эволюция контуров растекания на различных глубинах на участке котлована 1 проектируемой ВОС по гидрогеотермическим данным

а — глубина 1,15 м (фон 16,6° С); *б* — глубина 1,70 м (фон 12,8° С); *в* — глубина 2,15 м (фон 10,8° С); *г* — глубина 2,70 м (фон 8,8° С); *д* — глубина 3,20 м (фон 8,0° С); *е* — глубина 3,70 м (фон 7,2° С). 1 — геоизотермы; 2 — границы зоны с нарушенным геотемпературным режимом; 3 — направление преимущественного растекания по геотермическим данным; 4 — направления минимальной скорости растекания

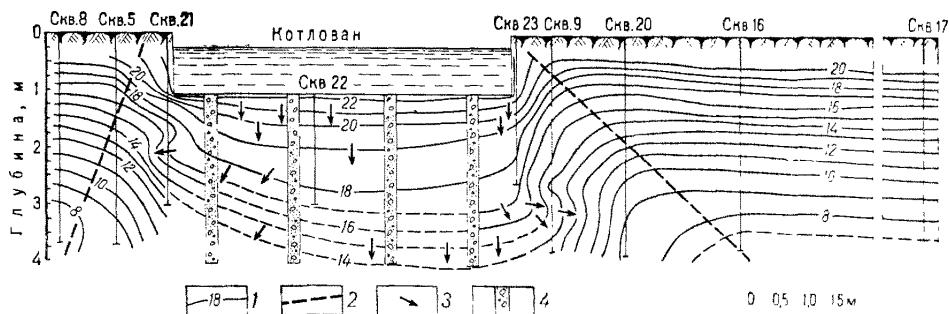
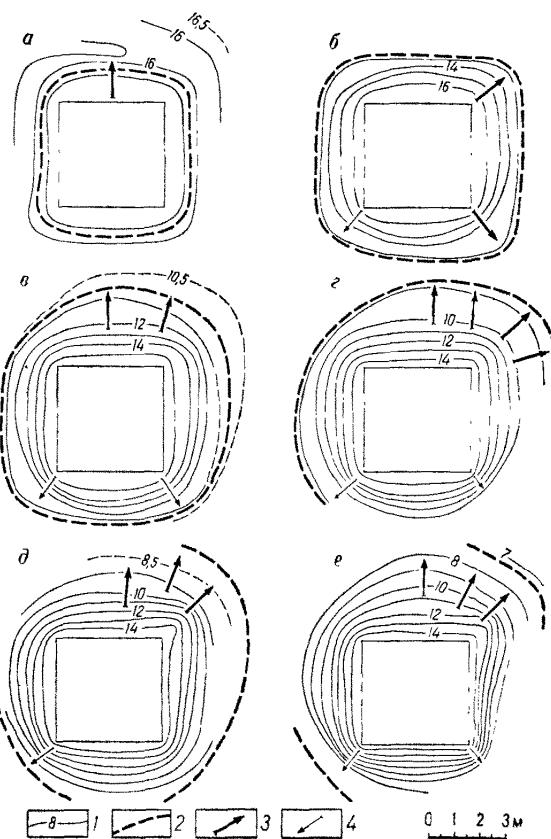


Рис. 56. Гидрогеотермический профиль через котлован ВОС через 15 сут после пуска воды (20/VII 1971 г.)

1 — геоизотермы; 2 — границы участка с нарушенным температурным режимом; 3 — направление преимущественного движения воды по геотермическим данным; 4 — скважины, засыпанные гравием

скорость передвижения тепла с влагой в плане составила 0,37 м/сут, что при пористости 0,3 дает величину скорости фильтрации и коэффициента фильтрации, равной 0,11 м/сут ($J = 1$). Это близко к тому значению, которое получено при учете скорости подхода первых струек подогретой воды. Следует подчеркнуть, что в случае подогрева параметры определялись для небольшого расстояния (0,41 м — расстояние между пусковой и наблюдательной скважинами), а с помощью карты растекания эти параметры определены для расстояния 4 м от котлована.

На участках водозаборов термометрические исследования позволяют определять пути фильтрации подземных вод к скважинам и в визуально однород-

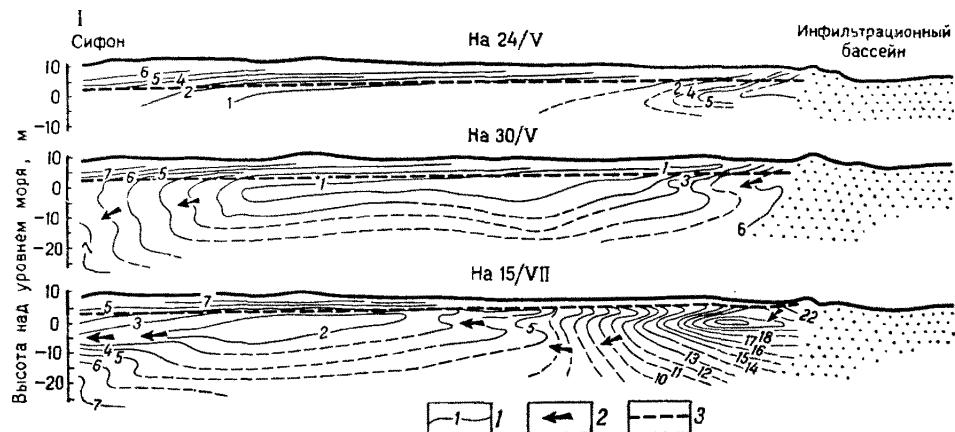


Рис. 57. Режим температуры водоносного пласта на участке между инфильтрационным бассейном и сифоном водозабора Балтезерс (1969 г.)

1 — геизотермы; 2 — направление движения подземных вод по термометрическим данным; 3 — уровень подземных вод

пых породах. Так, на водозаборе Тринаполис г. Вильнюс термометрические данные позволили выделить относительно водоупорную толщу песчано-гравийных отложений (вероятно, закольматированных) под руслом р. Нерис и на правом берегу между рекой и водозабором. Характер геизотерм свидетельствует о том, что фильтрация воды к водозабору идет в основном у самой подошвы слоя (над кровлей водоупора) по маломощным линзам песчано-гравийных осадков, отличающихся большей проницаемостью на глубинах порядка 10—15 м (см. рис. 52).

Очень хорошо прослеживаются пути фильтрации подземных вод и при искусственном пополнении запасов подземных вод из инфильтрационных бассейнов. Данные наблюдений за режимом температуры в скважинах водозабора Балтезерс позволяют проследить перемещение во времени и пространстве фронта теплых поверхностных вод в летний период или холодных в зимний период. При этом выделяются наиболее проницаемые линзы песков и пути основного движения вод от бассейна (рис. 57). Результаты термометрических исследований показывают также изменение условий движения подземных вод в зависимости от режима работы инфильтрационных бассейнов. Подземные воды ин-

тенсивнее перемещаются в том секторе, где работает инфильтрационный бассейн. Гидрогеотермические карты на различные даты и для различных глубин дают представление о плановом движении подземных вод во времени (рис. 58). На приводимых схемах участки интенсивного подтока вод из инфильтрационных бассейнов выделяются повышенными температурами подземных вод по сравнению с фоновой температурой в летний период и низкими — в зимний. По пластовому температурному градиенту можно судить о скорости движения на том или ином участке водозабора. Так, сгущенность геоизотерм (большой температурный градиент) на участке первого профиля по сравнению с меньшим градиентом в районе третьего профиля свидетельствует о том, что в последнем районе фильтрационные свойства песков выше, что подтверждается гидрогеодинамическими данными.

Комплексный анализ динамики подземных вод, данных об их температурном режиме и химическом составе облегчает решение любых вопросов формирования подземных вод. Как известно, с ростом активности водообмена минерализация подземных вод падает. Если в нижней гидрогеодинамической зоне весьма замедленного водообмена распространены в основном рассолы хлоридного натриевого состава, то в верхней зоне активного водообмена повсеместно вскрываются пресные, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые воды. Что касается температуры подземных вод, то закономерности гидрогеодинамической зональности сказываются на ней двояко: на темпах роста температуры (величина геотермического градиента) и на режиме температуры. С уменьшением активности водообмена геотермический градиент, а также период регистрации изменения температуры возрастают и наоборот. Величина же температурной амплитуды с уменьшением активности водообмена падает. Отмеченные закономерности дают надежный ключ к изучению самых сложных условий формирования подземных вод, включая инверсии. Гарза (Garza, 1962), например, при изучении подземных вод штата Техас (США) установил, что в пределах водоносных горизонтов, содержащих воду с минерализацией до 500 мг/л, отмечается очень низкий геотермический градиент даже в том случае, если водоносный горизонт вскрывается на довольно значительной глубине (свыше 750 м). При минерализации воды до 1 г/л геотермическая ступень в пределах водоносного горизонта, как правило, не ниже 140 м/°С. С ростом минерализации воды (выше 1 г/л) геотермическая ступень уменьшается до 34 м/°С. Как увеличение минерализации, так и уменьшение геотермической ступени (рост градиента) объясняются замедлением движения подземных вод, т. е. уменьшением роли

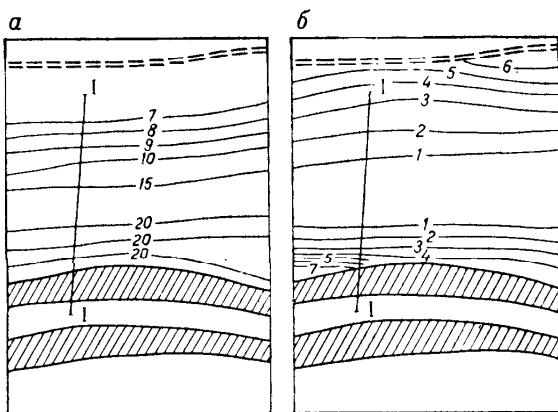


Рис. 58. Фрагменты из гидрогеотермических карт водозабора Балтэзерс (1969 г.)

a — схема геоизотерм на участке бассейна 3 на глубине 5 м на 8/VII 1968 г., *b* — то же, на 25/V 1969 г.

конвекции. Вместе с тем Р. Шнайдер (1961 г.) установил общие закономерности питания подземных вод атмосферными осадками в штате Миннесота (США) только при обработке материалов, полученных в результате изучения уровнянного режима подземных вод и режима температуры воздуха. Сопоставление кривых автоматической записи уровня подземных вод и среднесуточной температуры воздуха показало, что уровень подземных вод понижается, когда температура воздуха падает ниже 0° С. Автор объясняет это прекращением (или налинием) инфильтрации вследствие промерзания или протаивания зоны аэрации.

Анализ экспериментальных данных показал, что по ним можно выделить два основных типа питания зоны насыщения через зону аэрации: струйчатое и рассредоточенное просачивание. При равномерном просачивании инфильтрационных вод через однородные мелкозернистые породы на графике режима температуры отмечается постепенное затухание температурных амплитуд с глубиной. На участках, сложенных, например, гравийно-галечниковыми или трещиноватыми породами, в связи со сложностью путей фильтрации, а также эпизодическим характером инфильтрации зона аэрации выделяется на графиках режима неправильной изменчивостью температурных амплитуд по глубине.

Субмаринные очаги разгрузки подземных вод. Без учета многочисленных выходов подземных вод в дно поверхностных водоемов и водотоков невозможен учет расходной части баланса подземных вод. Масштабы субмаринной разгрузки бывают настолько велики, что нередко поверхностные водоемы и водотоки формируются исключительно за счет разгрузки подземных вод. Эффективность их исследований, по данным изучения режима температуры, возрастает при увеличении расхода разгружающихся вод; увеличении разницы между температурами разгружающихся и поверхностных вод; уменьшении расхода, объема и волнения, а также текучести (перемешивания) воды поверхностного водоема. Резко снижается эффективность метода при исследованиях в водотоках. При расходе ручья около 5 л/с на Паужетке (Камчатка) температура разгружающихся вод источника-гейзера «Пульсирующий нижний» над самым грифоном, по нашим данным, падала от 100 до 35° С (при температуре воздуха и воды в ручье соответственно 21 и 25° С). Измерения же температуры в иловых осадках уже на глубине 0,1 м от уровня дна показали четкую аномалию с превышением над фоном до 60—70° С. Термометрические исследования по дну р. Оки ввиду ее большого расхода вообще не позволили установить наличия разгрузки карстовых вод. Толща речной воды от поверхности до дна (6 м) оказалась изотермичной (23,8° С на 17 ч 19/VI 1961). В то же время при небольшом расходе воды в реке ее температура сильно зависит от степени и характера взаимодействия с подземными водами. Это используется в последние годы для расчленения водотоков на участки по типам такого взаимодействия. На юге Центральной Аляски в долине Шерман по термометрическому продольному профилю разбит ручей на участок (верховье) с преобладанием инфильтрации, где расход падает от 400 до 80 л/с, и участок с преобладанием процессов дренажа подземных вод, в пределах которого расход увеличивается до 800 л/с (Harrison; Clayton, 1970). В летний период года на участке инфильтрации температура воды в ручье от верховья к устью закономерно увеличивается в связи с аккумуляцией солнечного тепла. Граница участка, где начинается питание ручья подземными водами очень четко отбивается понижением температуры в связи с притоком холодных подземных вод.

Измерения температуры поверхности воды дают, как правило, эффект только при небольшом объеме поверхностных вод любого генезиса (проточные или сточные из этого же очага). В небольшом сточном оз. Окчино, полностью образовавшемся за счет разгрузки подземных вод, температура воды даже у берега была 12,4° С, тогда как в р. Оке, протекающей рядом, она достигала 23,8° С. В озере над воронкой (глубина 2 м) температура воды оказалась еще ниже (табл. 81).

В то же время детальные термометрические исследования в прибрежной зоне крупного озера, каким является Иссык-Куль, не позволили четко установить наличие разгрузки подземных вод до тех пор, пока не определили температуру донных осадков. В воронках температура воды на их дне (2,5–3,2 м) колеблется соответственно от 10,8 до 13,7° С, что на 7,8–10,7° С ниже температуры воды у поверхности озера над воронками. За пределами воронок у самого дна также отмечаются аномалии, свидетельствующие о наличии площадной разгрузки более холодных грунтовых вод в дне озера (рис. 59). Однако при перемешивании воды и отсутствии воронок аномалии эти невелики. Разница между температурами поверхностных и придонных слоев достигает лишь 3,0–3,5° С. Все же она довольно существенна, если учесть, что в тех местах, где разгрузка визуально не наблюдается, толща воды в пределах 3–5 м почти изотермична. Так, измерения в открытом заливе показали, что температура воды у поверхности равна 19,0 и 19,4° С, а у дна на глубине 4 м колеблется соответственно от 19,2 до 19,4° С. В то же время у берега в зоне видимой разгрузки грунтовых вод температура воды у поверхности озера и у дна колеблется соответственно от 20,0–22,3° С до 10,9–15,3° С. Необходимо отметить, что иногда в крупных воронках вся толща воды также оказывается изотермичной до самого дна, что свидетельствует, очевидно, об отсутствии разгрузки грунтовых вод в этих воронках в настоящее время. Несмотря на то что термометрические исследования в оз. Иссык-Куль проводились на участках разгрузки подземных вод в мелководной прибрежной зоне, где воронки с разгружающимися водами просматриваются, они оказались ценными, так как позволили выделить среди просматривающихся воронок действующие и бездействующие. Абсолютные же значения температуры, полученные при измерениях в очагах, дают возможность говорить более или менее уверенно о генезисе разгружающихся

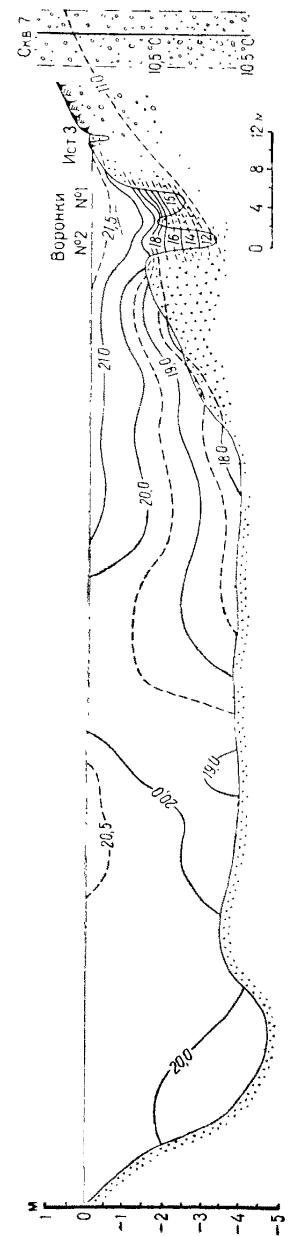


Рис. 59. Гидрогеотермический профиль через залив оз. Иссык-Куль у пос. Чолпон-Ата (31/VII 1964 г.)

Таблица 81

Температура в оз. Окино на правом берегу Оки у г. Дзержинска (20/VI 1961 г.)

у берега	над воронкой	Температура, °C			
		в воронке (от поверхности), м			
		0,5	1,5	2,5	3,5
12,4	8,4	7,9	6,8	6,6	6,5

вод (глубине их подъема) и возможных путях их фильтрации. Так, судя по абсолютным значениям температуры воды в воронках, разгружающиеся воды поднимаются с небольших глубин. Если же допустить, что зафиксированная температура в воронке 2 ($10,8^{\circ}\text{C}$) очень близка к первичной температуре *, то глубина ее подъема (скв. 67—64) не превышает 50 м. Кроме того, термометрические исследования в мелководной зоне показывают, что при определенных условиях они могут применяться для изучения и глубоководной части водоемов, т. е. в тех случаях, когда визуальный метод не пригоден. Термометрические работы на профиле сопровождались также гидрогоеохимическими работами в небольшом объеме **. Результаты анализов показали, что содержание хлора в действующих воронках такое же, как и фоновое (табл. 82).

Как известно, длина существующих пробоотборников колебляется от 0,7 до 1,3 м и вода в столбе такой высоты успевает перемешиваться. Изучение

Таблица 82

Сравнение результатов термометрических и гидрогоеохимических исследований в оз. Иссык-Куль (1964 г.)

Точка отбора пробы	Глубина (от поверхности воды), м	Содержание хлора, мг/л *	Температура, °C
Фон	0,5—4,0	1591	20—22
»	0,6	1557	19,8
Воронка 1	1,7	1673	16,9
» 1	2,5	1589	13,7
Воронка 2	1,6	1620	18,8
» 2	3,2	1620	10,8
Источник 1 (на берегу)	При изливе	8	12,0
» 2 »	» »	8	11,4

* Погрешность 2%, т. е. примерно ± 30 мг/л.

* При подъеме через более прогретые летом верхние слои пород температура воды должна повышаться и поэтому минимальное значение ее является самым близким к истинному. Могут быть, однако, исключения. Так, при очень слабой фильтрации (низкий расход) вверх термальные воды охлаждаются настолько, что могут приобрести минимальную температуру пород приповерхностных слоев и в этом случае на поверхность будет поступать сравнительно холодная вода, имеющая, однако, глубинное происхождение, что определяется уже по комплексу данных (обычно с гидрохимическими).

** Анализы выполнялись Л. П. Серебряковой.

химического состава воды в придонных слоях на участке разгрузки показало, что даже в 0,2 м выше дна озера содержание хлора в очаге разгрузки совпадает с фоновым. Лишь в пробе, отобранной непосредственно из разрыхленного поднимающейся струей воды дна, содержание хлора падает на 250—300 мг/л от фонового (табл. 83).

Таблица 83

**Изменение химического состава воды с глубиной в оз. Иссык-Куль
на участках разгрузки подземных вод**

Место отбора пробы	Глубина до дна, м	Содержание хлора, мг/л			Температура, °C
		0,2 м выше дна	на уровне дна	0,5 м ниже дна (в струе)	
Воронка 1	2,5	1568	1550	1409	13,7
» 2	3,2	1568	1504	1260	10,8

Таким образом, по содержанию хлора трудно (а при отборе проб воды пробоотборником просто невозможно) определить местоположение очагов разгрузки подземных вод. Термометрический же метод позволяет не только обнаружить очаги (максимальный эффект дают измерения температуры донных осадков), но судить также в первом приближении о глубине их подъема и пр.

2. ОКОНТУРИВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ОЧАГОВ РАЗГРУЗКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

При поисках подземных вод основным видом гидрогеотермических исследований является наземная термометрическая съемка и инфракрасная (ИК) аэрокосмическая. При наземной съемке измерения температуры проводятся в источниках, шахтных колодцах, в неглубоких скважинах (0,5, 1,5 м), которые специально для этого бурятся, а также в глубоких скважинах, которые были пробурены ранее на исследуемой территории. При ИК съемке для установки радиометров используются самолеты и искусственные спутники Земли.

Оконтуривание месторождений грунтовых вод. Ввиду высокой удельной теплоемкости воды над скоплениями грунтовых вод формируются температурные аномалии: положительные в холодный период года и отрицательные — в теплый. Изучая режим температуры в мелких скважинах, можно оконтуривать площадь распространения промышленных скоплений грунтовых вод. Менее полные и надежные результаты получают при кратковременных, так называемых разовых измерениях температуры. Результаты расчетов и натурных исследований показывают, что путем измерений температуры в неглубоких скважинах (0,5—1,0 м) могут быть обнаружены водоносные слои, залегающие на глубине до 10—20 м (Carlwright, 1968). Апробация метода проводилась в ряде районов штата Иллинойс (США) в долинах, выполненных ледниками отложениями, отличающимися неоднородностью своих фильтрационных свойств. Прослои хорошо проницаемых пород с промышленными запасами грунтовых вод соседствуют здесь со слабо проницаемыми толщами пород. Измерения температуры проводились в скважинах глубиной 50 см, которые

располагались по профилям над заведомо известными участками залегания промышленных скоплений подземных вод. Результаты термометрических исследований показали, что водоносные горизонты отличаются температурными аномалиями, величина которых достигает $1,0^{\circ}\text{C}$ по сравнению с фоновой температурой, в качестве которой принимается температура окружающих водоупорных пород (рис. 60). Благодаря высокой удельной теплоемкости воды места скоплений грунтовых вод выделяются также на радиационных картах, составленных с помощью искусственных спутников Земли. На радиационных изображениях хорошо различимы реки шириной менее 1 км (при разрешающей способности радиометра 5 км) благодаря аномалиям, которые создают грунтовые воды в береговой полосе, питающиеся речными водами. В Аргентине была оконтурена меандровая полоса двух рек, часто меняющих русло по дну широкой долины ввиду скопления грунтовых вод в аллювии меандра в периоды паводков.

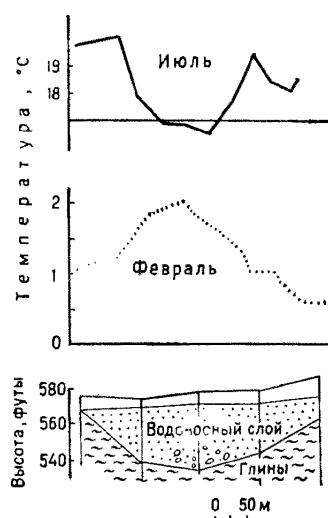


Рис. 60. Режим температуры по профилю одного из районов штата Иллинойс, США (Cartwright, 1968)

не учитывалось влияние на температуру пород и насыщающих их вод гипсометрии и ряда других поверхностных факторов (экспозиции склонов, окрашенности поверхности, растительности и др.).

О чаги разгрузки подземных вод. Изучение режима температуры пород на участках предполагаемой разгрузки подземных вод дает особенно эффективные результаты. Подземные воды, как известно, разгружаются на поверхности земли в виде источников, а также «скрыто» под наносами рыхлых пород или на дне поверхностных водоемов и водотоков. В любом случае данные о режиме температуры пород и подземных вод позволяют не только выявить места разгрузки, но и дать ориентировочную оценку глубины подъема подземных вод, определить направление и пути их движения, глубину и площадь смешивания с грунтовыми водами и т. д. Поскольку температура разгружающихся вод всегда отличается от температуры грунтовых вод, то данные термометрической съемки на участках открытой разгрузки позволяют оконтуривать примыкающую площадь скрытой под наносами разгрузки подземных

вод. Так, в пределах верхнего термального поля на Паужетском месторождении термальных вод (Камчатка) нам удалось оконтурить площадь подъема горячих вод, которая примыкает к видимому очагу, но скрыта под осадками. В очагах разгрузки глубинных вод почти всегда формируются положительные аномалии. Исключение представляют участки движения и разгрузки подземных вод из водоносных пластов, области питания которых находятся на большой высоте при высоких фильтрационных свойствах пород. Так, на о. Оаху в Тихом океане температура разгружающихся вод равна $21,0-22,2^{\circ}\text{C}$ при фоновой температуре $23,9^{\circ}\text{C}$ (I. F. Mink, 1964 г.; Фролов, 1968), поскольку в области питания, находящейся на высоте 490–610 м над уровнем моря, температура «нейтрального слоя» равна лишь $18,0-19,5^{\circ}\text{C}$. В пределах Алмаатинского конуса выноса, имеющего северную экспозицию, нами установлено, что температура грунтовых вод ниже фоновой круглый год на $1,0-2,5^{\circ}\text{C}$ (средний модуль подземного стока 50 л/с с 1 км²), тогда как на южном склоне Кунгей Алатау в Иссук-Кульской впадине температура грунтовых вод выше фоновой на $2,5-2,7^{\circ}\text{C}$ (пос. Чолпон Ата). В этом случае существенную роль может играть также экспозиция склонов.

3. ОЦЕНКА СКОРОСТИ ФИЛЬТРАЦИИ ЧЕРЕЗ ВОДОУПОРЫ, РАЗДЕЛЯЮЩИЕ ВОДОНОСНЫЕ ГОРИЗОНТЫ

За прошедшие десять лет со дня первой публикации геотермический метод изучения скорости перетекания через водоупоры (Bredehoeft, Papadopoulos, 1965) завоевал большую популярность главным образом среди гидрогеодинамиков. При использовании этого метода, однако, допускаются обычно ошибки:

— решение передко применяется для оценки скорости перетекания через водоупоры, находящиеся в зоне годовых переменных температур, где форму термограммы, характерную для перетекания, могут обусловливать особенности проникновения поверхностных температурных волн лишь молекулярным путем (при полном отсутствии фильтрации);

— несмотря на прямое указание авторов метода о необходимости измерений температуры с точностью $\pm 0,01^{\circ}\text{C}$, часто используются термограммы промысловых геофизических партий, точность измерений которых, как правило, не лучше $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ (не только из-за низкой точности тарировки термометров, но и непрерывного движения датчика по стволу скважины);

— распределение температуры в стволе скважины отражает не только естественное геотемпературное поле за пределами скважины, но и результат влияния целого ряда искусственных факторов, о которых не говорят авторы метода и поэтому не учитываются теми, кто пользуется этим методом (недостаточная выстойка скважин в покое после бурения или откачки, затрубная циркуляция, естественная конвекция в стволе скважины и др.).

Исходя из сказанного, при использовании описываемого метода необходимо предварительно проводить в намеченной к изучению скважине цикл наблюдений за режимом температуры по всему стволу в течение как минимум годового полугодичного периода. Данные об изменении температуры во времени по стволу скважины позволяют:

— установить характер геотемпературного режима (установившийся, неустановившийся);

- выявить наличие участков циркуляции подземных вод в затрубном пространстве (техническую пригодность скважины);
- оценить точность и надежность термометрической аппаратуры.

Как известно, установившийся одномерный перенос тепла и жидкости в насыщенной изотропной однородной пористой среде выражается следующим дифференциальным уравнением:

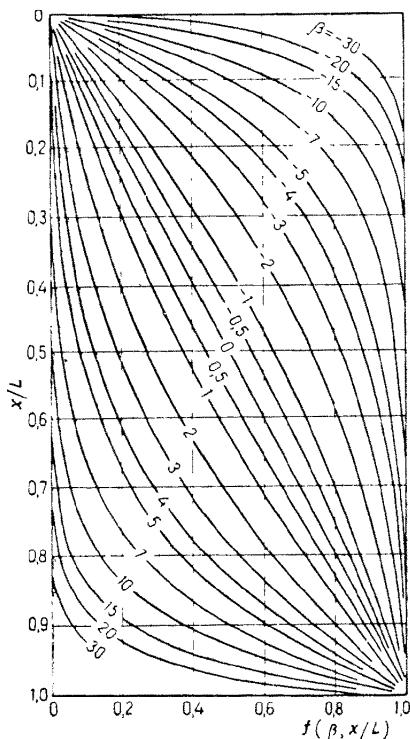


Рис. 61. График зависимости β от z/L и $j(\beta, x/L)$ (Bredenoefl, Papadopoulos, 1965)

Функция $f(\beta, x/L)$ авторами метода (Bredenoefl, Papadopoulos, 1965) табулирована на ЭВЦМ и составлен график (рис. 61). Для оценки скорости перетекания (v_x) по данным прецизионных измерений температуры в пределах водоупора находят величину β по указанному графику зависимости β от $f(\beta, x/L)$ и x/L . Если замеры температуры выполняются через равные интервалы глубин, т. е. когда $x/L = 0,5$, определение скорости перетекания выполняется без графика по следующей формуле (В. И. Лялько, М. М. Митник, 1970 г.):

$$v_x = \frac{2\lambda}{x} \left(1 - 2 \frac{T_x - T_0}{T_L - T_0} \right). \quad (62)$$

Описанная математическая модель была подтверждена лабораторно-экспериментальным путем еще раньше при измерениях температуры в колонках со стеклянными шариками и песком, через которые пропускалась жидкость

$$\frac{\partial^2 T_x}{\partial x^2} - \frac{c_0 \rho_0 v_x}{\lambda} \frac{\partial T_x}{\partial x} = 0, \quad (59)$$

где все обозначения прежние.

Указанными выше авторами решение этого уравнения получено при следующих граничных условиях:

$$T_x = T_0 \text{ при } x = 0,$$

$$T_x = T_L \text{ при } x = L,$$

где T_0 , T_x , T_L — температура соответственно в верхней, средней и нижней частях водоупора;

x — расстояние между верхней и средней точками замера температуры;

L — расстояние между верхней и нижней точками.

Полученное решение имеет вид:

$$\frac{T_x - T_0}{T_L - T_0} = f(\beta, x/L), \quad (60)$$

где

$$\beta = \frac{v_x c_0 \rho_0 L}{\lambda} \quad (61)$$

Функция $f(\beta, x/L)$ авторами метода (Bredenoefl, Papadopoulos, 1965) табулирована на ЭВЦМ и составлен график (рис. 61). Для оценки скорости перетекания (v_x) по данным прецизионных измерений температуры в пределах водоупора находят величину β по указанному графику зависимости β от $f(\beta, x/L)$ и x/L . Если замеры температуры выполняются через равные интервалы глубин, т. е. когда $x/L = 0,5$, определение скорости перетекания выполняется без графика по следующей формуле (В. И. Лялько, М. М. Митник, 1970 г.):

$$v_x = \frac{2\lambda}{x} \left(1 - 2 \frac{T_x - T_0}{T_L - T_0} \right). \quad (62)$$

Описанная математическая модель была подтверждена лабораторно-экспериментальным путем еще раньше при измерениях температуры в колонках со стеклянными шариками и песком, через которые пропускалась жидкость

как в направлении потока тепла, так и против него (Diazo, Kinii, J. M. Smith, 1961 г.). Для малых скоростей фильтрации и ограниченной мощности водоупоров ($v < 10^{-6}$ см/с, $L < 100$ м) Столман (R. W. Stallman, 1967 г.) усовершенствовал методику составления эталонных кривых путем сравнения графиков зависимости x/L от $\left(\frac{x}{L} - \frac{T_x - T_0}{T_L - T_0}\right)$ с эталонными кривыми зависимости x/L от $\left[\frac{x}{L} - f(\beta, x/L)\right]$.

П р и м е р. При измерениях температуры в скв. 612 г. Таллин на уровне толщи плотных глин получены следующие данные (табл. 84). Требуется определить направление и скорость перетекания подземных вод через глины, разделяющие два водоносных горизонта.

Т а б л и ц а 84

Распределение температуры в толще глин
(скв. 612, г. Таллин)

Глубина замера, м; параметры	Номера датчиков температуры			
	4	3	2	1
27,5	7,26	—	—	—
30,0	—	7,26	—	—
32,5	—	—	7,30	—
35,0	—	—	—	7,41
40,0	7,61	—	—	—
42,5	—	7,64	—	—
45,0	—	—	7,71	—
47,5	—	—	—	7,85
51,5	8,02	—	—	—
54,0	—	8,08	—	—
56,5	—	—	8,17	—
59,0	—	—	—	8,33
$f(\beta, x/L)$	0,46	0,46	0,47	0,48
x/L	0,521			
β	0,48	0,48	0,40	0,36
Скорость перетекания при $\lambda = 5 \cdot 10^{-3}$, см/с	$1,0 \cdot 10^{-6}$	$1,0 \cdot 10^{-6}$	$8,3 \cdot 10^{-7}$	$7,5 \cdot 10^{-7}$
Геотермическая ступень между крайними точками, м/ $^{\circ}$ С	31,6	29,3	27,6	26,1

Поскольку измерения температуры проводились не одиночным терморезистором, а «косой», то вычисления сделаем по замерам, выполненным одним и тем же датчиком. По левой части формулы (60) находим значение $f(\beta, x/L)$ для интервала 27,5—51,5 м, где температура измерялась датчиком 4:

$$\frac{T_x - T_0}{T_L - T_0} = \frac{7,61 - 7,26}{8,02 - 7,26} = 0,46. \quad (63)$$

Для того чтобы воспользоваться графиком (см. рис. 61), необходимо также определить величину отношения x/L , которая для всех наших замеров будет равна 0,521. С помощью полученных значений $f(\beta, x/L)$ и x/L на графике находим величину β , а затем по формуле определяем соответствующую им скорость фильтрации, которая при теплопроводности глин $5 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·°С (таблицные данные) будет равна:

$$v_x = \frac{\lambda}{c_0 \rho_0} \frac{\beta}{L} = \frac{5 \cdot 10^{-3}}{1 \cdot 1} \cdot \frac{0.48}{2.4 \cdot 10^3} = 1.0 \cdot 10^{-6} \text{ см/с.} \quad (64)$$

Аналогичным путем определяем скорость фильтрации через водоупор и по остальным датчикам (полученные данные сводим в таблицу), которые показывают, что через водоупор воды движутся из верхнего водоносного горизонта в нижний (скорость со знаком плюс), а величина скорости составляет примерно $0.9 \cdot 10^{-6}$ см/с, или 284 мм/год. Однако и к этим данным следует подходить осторожно, так как стабильность температуры в скв. 612 доказана экспериментально до глубины 59 м лишь в течение суток, что слишком мало для обоснованных выводов. Наблюдения в другом районе (табл. 85), показывают, что в течение недели в пределах среднесарматских глин (залегающих в интервале 10—25 м) изменения температуры колебались в пределах 0,01—0,02° С, а на контакте с подстилающими их нижнесарматскими известняками изменения за тот же период достигли 0,05° С (см. табл. 85), в связи с чем и градиент температуры колеблется в значительных пределах (см. рис. 27).

Таблица 85

Режим температуры в скважине 10-467, г. Кишинев

Глубина, м	Температура, °С		Изменение, °С	Глубина, м	Температура, °С		Изменение, °С
	31/VIII 1973	8/IX 1973			31/VIII 1973	8/IX 1973	
10	11,44	11,42	0,02	22,5	12,12	12,13	0,01
12	11,56	11,55	0,01	25	12,17	12,22	0,05
17	11,75	11,77	0,02	35	12,41	12,41	0,00

Ясно, что весь этот слой находится в условиях неустановившегося режима температуры и описанная выше методика здесь неприемлема.

4. ОЦЕНКА НЕКОТОРЫХ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

Определение скорости фильтрации. Известный французский гидрогеолог X. Шеллер (Schoeller, 1949), по-видимому, впервые провел обстоятельный анализ условий распределения температуры подземных вод в различных типовых геолого-гидрологических обстановках. Полученные им решения после некоторого преобразования и уточнения могут быть использованы для оценки скорости фильтрации в тех же типовых условиях. Так, при граничных условиях $T_B = T_0$ при $x = 0$ решение стационарной задачи для

оценки скорости фильтрации в горизонтальном водоносном пласте, ограниченном водоупорами, имеет следующий вид:

$$v = \frac{\lambda x}{m h c_0 \rho_0 \ln \left(\frac{T_0 - T_1}{T_B - T_1} \right)}, \quad (65)$$

где $T_1 = T_{\text{н. с.}} + q \frac{h}{\lambda}$; остальные обозначения ясны из рис. 62, а.

В литературе упоминается также термометрический метод определения скорости фильтрации подземных вод в зоне активного водообмена путем искусственного подогрева воды в одиночной скважине и наблюдений за изменением температуры (охлаждением) вследствие пластовой циркуляции подземных вод (Б. Н. Матвеев, 1963 г.):

$$v = \frac{1.81 d}{m (\tau_2 - \tau_1)} \lg \frac{T_1 - T_0}{T_2 - T_0}, \quad (66)$$

где T_0 — температура воды в скважине до нагрева;
 T_1 и T_2 — температура воды после нагрева на моменты времени τ_1 и τ_2 ;
 d — диаметр скважины;
 m — множитель, изменяющийся от 0 до 4 в зависимости от проницаемости стенок фильтра. В идеально водопроницаемой скважине $m = 2$.

В наклонном водоносном пласте (с небольшим углом) под горизонтальной поверхностью, скорость нисходящей фильтрации определяется из формулы (Schoeller, 1949):

$$v = \frac{q_{\text{кд}} x}{(T_B - T_{\text{н. с.}}) m c_0 \rho_0} - \frac{\lambda}{m c_0 \rho_0 \operatorname{tg} \alpha}. \quad (67)$$

Столманом для определения скорости фильтрации подземных вод в пределах наклонного водоносного пласта по термометрическим данным предложена следующая формула (R. W. Stallman, 1963 г.):

$$v_x = \frac{\lambda (t_1 + t_3 - 2t_2)}{c_0 \rho_0 \Delta z^2 \sin \alpha \left(\frac{t_1 - t_3}{\Delta z} \right)}, \quad (68)$$

где $t_1, 2, 3$ — температура водоносного пласта вкрест простирания в точках 1, 2, 3;

Δz — расстояние между точками замера температуры 2 и 3;
 α — угол падения пласта.

С помощью этой методики оценена скорость фильтрации в водоносном пласте ($\alpha = 4.3 \cdot 10^{-3}$), представленном песчаниками от мелковзернистых до крупно-

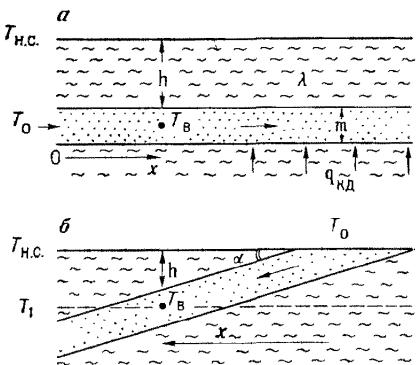


Рис. 62. Расчетная схема для оценки скорости фильтрации по методу Х. Шеллера (Schoeller, 1949)

а — горизонтальный пласт под горизонтальной поверхностью; б — наклонный пласт под горизонтальной поверхностью

зернистых ($\lambda = 7 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·°C), в скв. 612 г. Таллин, в которой нами проводились прецизионные термометрические исследования (табл. 86).

Таблица 86
Расчет пластовой скорости фильтрации в скв. 612, г. Таллин

Глубина залегания водоносного горизонта, м	Глубина замера температуры, м	Температура, °C	Интервал для оценки скорости, м	Скорость фильтрации, м/сут	Геотермическая ступень между крайними точками, м/°C
72,0—89,5	74 80 88	9,07 9,16 9,17	80—88	2,81	140,0

Х. Шеллером (Schoeller, 1949) получен ряд решений и для других, более сложных условий (наклонный пласт с восходящим движением подземных вод под горизонтальной и наклонной поверхностью, наклонный пласт с нисходящим движением под наклонной поверхностью и др.). Здесь приведем еще одно из более простых решений уравнения тепло- и массообмена в условиях установившегося движения при восходящем движении подземных вод (Н. А. Огильви, 1959 г.):

$$T_x - T_0 = \frac{\Gamma_0}{p} (1 - e^{-px}), \quad (69)$$

где $p = \frac{vc_{0\theta_0}}{\lambda}$ — параметр размерности см⁻¹;

Γ_0 — начальный геотермический градиент (при $x = 0$), °C/см;

$T_x - T_0$ — разница между температурами воды на глубине x и на уровне разгрузки °C.

Для удобства автор решения составил палетку, которая позволяет графически оценить скорость восходящего движения подземных вод. Для этого термограмма составляется в логарифмическом масштабе. Накладывая палетку на термограмму и перемещая ее по оси $T_x - T_0$, добиваются совмещения термограммы с одной из кривых палетки. Кривая указывает на значение $p \cdot 10^{-3}$, которое подставляется в формулу

$$v = p \frac{\lambda}{c_{0\theta_0}}. \quad (70)$$

В тех случаях, когда термограмма не совпадает ни с одной из кривых, считается, что распределение температуры определяется другими факторами (ростом теплопроводности пород с глубиной, влиянием рельефа и др.).

Оценка действительной скорости движения подземных вод. Отличие методики определения действительной скорости движения в зоне насыщения от описанной ранее методики для зоны аэрации заключается в том, что определяется плановая (пластовая) скорость, тогда как в зоне аэрации чаще всего она определяется по разрезу (вертикальная). Сами вычисления параметров выполняются по тем же формулам. Специфика состоит также в том, что при оценке действительной плановой скорости движе-

ния подземных вод в зоне насыщения необходимо вначале выяснить направление движения подземных вод с целью выбора «пусковой» скважины (в которой создается температурная граница раздела) и наблюдательной. Этот способ был опробован нами на Волковской оросительной системе (ВОС) в Саратовском Заволжье. Для этого на первом участке в северо-восточном углу опытного котлована (для налива) были пробурены две скважины и оборудованы фильтрами. Расстояние между стенками скважин 41 см. В скв. 1, расположенную ближе к котловану, заливалась теплая вода, уровень воды в которой поддерживался на глубине 8 см от устья. В скв. 2 уровень воды установился на глубине 2,32 м от устья, а датчик температуры был опущен на глубину 2,35 м. Результаты наблюдений за режимом температуры в обеих скважинах показывают (рис. 63), что при указанном градиенте первое незначительное изменение температуры в скв. 2 отмечено через 5 ч после начала налива теплой воды в скв. 1. Это произошло, вероятно, вследствие подхода первых отдельных струек воды. Основной фронт воды, о чем свидетельствует быстрый рост температуры (см. рис. 63), подошел через 7 ч 33 мин.

Следовательно, максимальная действительная скорость движения подземных вод равна 1,97 м/сут. Поскольку средняя температура воды в пусковой скважине была 30° С, а средняя температура воды в породах между пусковой и наблюдательной скважинами 24° С, то определявшиеся параметры (в м/сут) приведены к одной температуре ($t = 18^{\circ}\text{C}$).

Параметр	Минимум	Максимум	Среднее
v_d ($\mu = 0,3$)	1,14 0,34	1,72 0,52	1,43 0,43

5. ПОСЛОЙНОЕ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНИЕ

По данным изучения режима температуры подземных вод и вмещающих пород, гидрогеодинамическое расчленение разрезов можно производить с количественными показателями и качественно (Фролов, 1964, 1968). Количественная послойная оценка параметров возможна одним из способов, описанных в предыдущих разделах главы. При одном из них в скважине, расположенной выше по потоку, вода охлаждается или прогревается по всему стволу, а в наблюдательную скважину опускается «коса» датчиков температуры, что позволяет фиксировать скорость подхода границы раздела вод с различной температурой

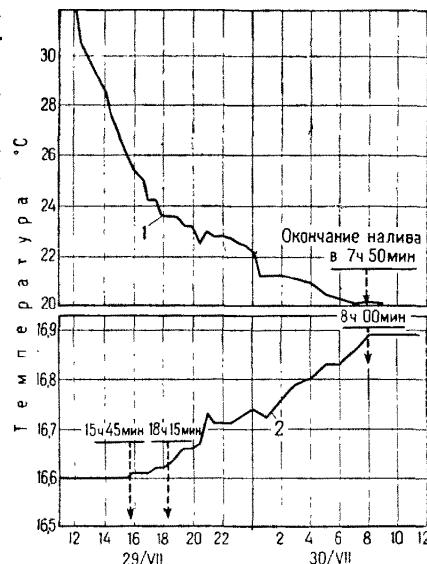


Рис. 63. Режим температуры воды на первом участке ВОС при оценке действительной скорости фильтрации подземных вод в зоне насыщения (1971 г.)

1 — режим температуры воды на уровне фильтра в «пусковой» скважине (пуск в 10 ч 42 мин); 2 — режим температуры в наблюдательной скважине на глубине 2,35 м

на каждой глубине отдельно, и оценить поинтервально действительную скорость движения подземных вод. Качественное гидрогеодинамическое расчленение разрезов возможно и в одиночных скважинах при наличии данных о режиме температуры по их стволу. Метод основан на взаимосвязи между активностью водообмена и гидрогеотермическим режимом (табл. 87).

В природной обстановке приведенная схема представляет собой часто сложную систему переслаивания названных слоев, что определяется комплексом геоструктурных, литолого-фациальных и гидрогеодинамических факторов. Одно из достоинств метода — возможность послойного гидрогеодинамического расчленения визуально однородного геологического разреза и в обсаженных трубами скважинах. При многократных замерах температуры на одних и тех же

глубинах участки на уровне водоносных прослоев выделяются изменчивостью температур во времени, а на уровне водоупоров температура остается стабильной. Если построить рядом с геологической колонкой график изменения температуры во времени на соответствующих глубинах, то можно выделять водоносные слои, на уровне которых температура изменяется во времени, и водоупорные, в пределах которых температура отличается стабильностью во времени (рис. 64). Более того, по абсолютной величине температурной амплитуды и периоду ее регистрации можно расчленять водоносный слой, выделяя прослои с большей скоростью фильтрации (амплитуды больше) и про-

Периоды регистрации температурных амплитуд ($\pm 0,01^\circ\text{C}$). (Гидрогеотермические слои)	Активность водообмена. (Гидрогеодинамические зоны)
Суточные Годовые Многолетние Вековые	Весьма активный Активный Замедленный Относительного покоя

слои с относительно меньшей скоростью амплитуды меньше, а период их обнаружения больше (табл. 88 и табл. 89). Эти же данные позволяют оценивать и количественно динамику процесса во времени на той или иной глубине.

Зона аэрации на режимных термометрических графиках обычно отличается высокими температурными амплитудами и большой изменчивостью геотермического градиента во времени и по глубине, в связи с чем легко отбивается граница между водоносным горизонтом и зоной аэрации. Однако при очень высокой скорости инфильтрации и небольшой мощности зоны аэрации аналогичные условия могут наблюдаться и в пределах верхней части водоносного горизонта. Очень хорошо отбиваются участки, приуроченные к подрусловым потокам, что позволяет оконтуривать их как в плане, так и по разрезу (см. рис. 16).

По данным опытных откачек из скважин, а также результатам изучения режима температуры в них нами установлена для отдельных районов эмпирическая зависимость между коэффициентом фильтрации пород и величиной температурной амплитуды. На графиках режима температуры в пределах разреза участки, сложенные породами с хорошими фильтрационными свойствами, выделяются повышенными значениями температурных амплитуд, что позволяет

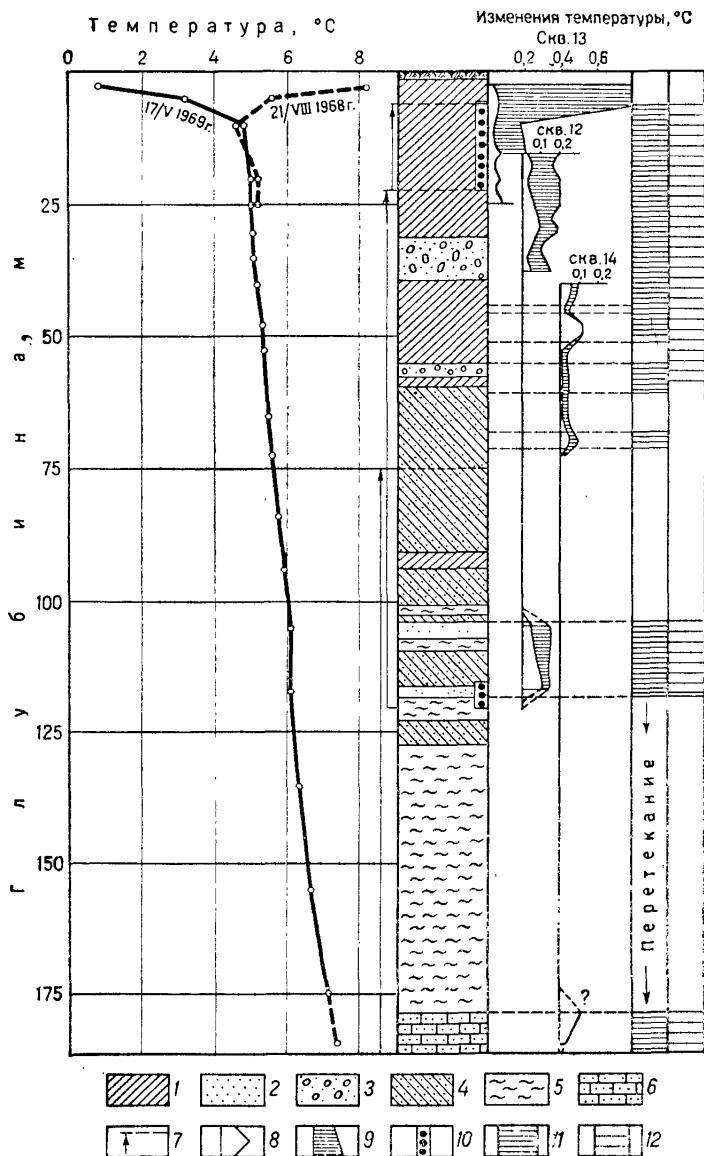


Рис. 64. Гидрогеодинамическое расчленение разреза по данным изучения режима температуры на примере скважин балансовой площадки (Карельский перешеек)

1 — супесь с песком, галькой, гравием и валунами; 2 — песок пылеватый, водоносный; 3 — песок с гравием и гравийно-галечниковые отложения, водоносные; 4 — суглинки с песком, гравием и галькой; 5 — глины плотные; 6 — песчаник; 7 — уровень воды; 8 — изменения температуры за сутки; 9 — изменение температуры за 9 месяцев; 10 — фильтр; 11 — водоносные слои, выделенные по термометрическим данным; 12 — водоносные горизонты по гидрогеологическим данным

Таблица 88

**Связь режима температуры подземных вод и пород
с геолого-гидрогеологическими условиями в естественных условиях
(скв. 240, г. Алма-Ата)**

Глубина, м	Литологический состав пород	Гидрогеологические условия	Изменения температуры, °C *	
			суточные	месячные
5	Валунно-галечниковые отло- жения. Заполнитель — мелко- зернистый песок	Зона аэрации	1,78 0,26 0,44	4,52 3,53 3,93
10				
15				
20	Валунно-галечниковые отло- жения. Заполнитель суглинок	Зона насыщения Грунтовые воды	0,38 0,81 0,71 0,51 0,07	2,52 1,81 0,71 0,72 0,37
25				
30				
35				
40				
50	Гранодиориты	?	0,02	0,03

* Точность измерений температуры $\pm 0,03^\circ\text{C}$.

Таблица 89

**Связь режима температуры подземных вод и пород
с геолого-гидрогеологическими условиями при нарушенном режиме
(скв. 19, г. Подольск)**

Глубина, м	Литологический состав пород	Гидрогеологические условия	Изменения температуры, °C	
			суточные	трехмесяч- ные
5,0	Известняки трещинова- тые	Зона аэрации	0,77	,70
27,5	Известняки трещинова- тые	Зона насыщения. Грунтовые воды	0,40 0,02	0,55 0,10
55,0	Глины	Относительный водоупор	0,00	0,01
57,5			0,00	0,01
62,5	Известняки	Напорные воды	0,00	0,07

по данным наблюдений за режимом температуры выделять наиболее благоприятные участки для установки фильтров.

На водозаборе Балтэзерс г. Рига, эксплуатирующего искусственно восполнимые грунтовые воды, данные о режиме температуры по стволу эксплуатационных скважин сравнивались с результатами непосредственных определений расхода скважин по вертикали при помощи расходомеров. Анализ материалов затруднялся двумя обстоятельствами:

— определение расхода возможно лишь на уровне фильтра, ввиду чего сравнение проводилось лишь на участках с заведомо повышенным расходом, где был установлен фильтр. Гидрогеотермические данные выше и ниже фильтра контролировать было нечего;

— фильтры скважин местами заколыматированы, поэтому данные расходометрии отражают не расход водоносного пласта (как это получается по гидрогеотермическим данным), а лишь расход части потока, проходящего через фильтр скважины по данной глубине.

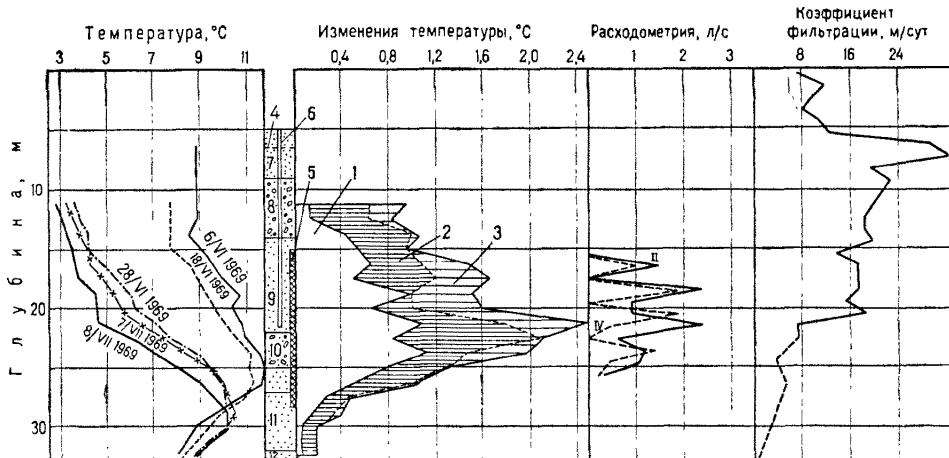


Рис. 65. Комплексные исследования в скв. 26 водозабора Балтэзерс, Рига.

1 — изменения температуры за 11 ч (28/VI 1969 г.); 2 — то же, за 36 ч (7—8/VII 1969 г.); 3 — то же, за 10 сут; 4 — уровень подземных вод; 5 — фильтр; 6 — пьезометрическая трубка; 7 — песок крупнозернистый сухой; 8 — то же, с галечником; 9 — песок среднезернистый, водоносный; 10 — то же, с галькой; 11 — песок мелкозернистый, водоносный; 12 — песок тонкозернистый, водоносный. Расходометрия выполнялась 23/V 1969 г. (цифры указывают номера понижений)

Несмотря на это, результаты анализа полученных гидрогеодинамических данных по удовлетворительным в техническом отношении скважинам в целом подтвердили возможность послойного гидрогеодинамического расчленения разрезов скважин по термометрическим данным (рис. 65).

6. ИССЛЕДОВАНИЯ В КАРСТОВЫХ РАЙОНАХ

Развитие карстовых процессов приводит к увеличению проницаемости пород и, следовательно, к усилению процессов инфильтрации. Это, в свою очередь, обусловливает рост активности водообмена и большую изменчивость во времени температуры подземных вод, а также формирование отрицательных температурных аномалий на участках развития карста. Мощность зоны активного водообмена (и, следовательно, мощность развития активных карстовых процессов) можно определить по данным изучения режима температуры по разрезу и с помощью разовых замеров температуры. В первом случае подошва зоны активного водообмена устанавливается на уровне затухания интенсивных (суточных, годовых) изменений температуры по методике, описанной в разделе «гидрогеодинамическое расчленение». По данным разовых замеров температуры,

подошву зоны активного водообмена можно определить по точке перелома термограммы (граница между низкими значениями геотермического градиента в верхней части разреза и более высокими — в нижней). Площадь развития карстовых процессов может быть оконтурена как отрицательная температурная аномалия на фоновой карте (карте «нейтрального слоя»).

П р и м е р. В 1960 г. нами проводились гидрогеотермические исследования в Дзержинском карстовом районе Горьковской области. Район приурочен к северному склону Алатырско-Горьковских поднятий и сложен глинисто-карбонатными породами верхнего палеозоя, которые перекрываются толщей четвертичных песчано-гравийных отложений мощностью до 60—70 м. Основные водоносные горизонты отмечены в толще аллювия (грунтовые), а также в гипсово-ангидритовой и гипсово-доломитовой пачках нижней перми (напорные). Карстовые процессы приурочены к артинско-кунгурской толще гипсов и ангидритов, залегающей на 14—41 м ниже местного базиса эрозии (р. Ока). Кроме скважин для термометрических исследований использовались шахтные колодцы, источники и поверхностные водоемы. По полученным данным построена схема изотерм на глубине 25 м, которая показывает, что температурное поле на этом уровне смещено в целом от области питания грунтовых вод к области разгрузки в сторону р. Оки. Перепад температур при расстоянии по профилю 7,2 км равен 0,75° С. Аномалия на глубине 25 м отмечается в районе выступа артинско-кунгурских гипсо-ангидритов у пос. Пушкино. Обусловлена она, вероятно, наличием линзы суглинков и глин на этом же участке (скв. 754) в интервале 15—30 м, что затрудняет вертикальную инфильтрацию холодных атмосферных вод. Подтверждается это наличием температурной инверсии ниже этого слоя и повышенной разницей между температурами пород на глубинах 25,0 и 3,2 м (табл. 90), которая для европейской части СССР близка к 0,2° С.

Таблица 90
Температура пород и вод

Местоположение и номер скважины	Абсолютная отметка устья, м	Temperatura при абсолютной отметке устья скважины +100 м * на глубине		Разница, °С
		3,2 м	25,0 м	
г. Даержинск				
скв. 817	103	6,75	6,67	-0,8
скв. 816п	103	6,75	6,83	+0,08
скв. 754	85	6,75	7,10	+0,35
скв. 811	83	6,75	6,94	+0,19
скв. 812	74	6,75	6,96	+0,21
скв. 813	75	6,75	7,25 (18)	+0,50
скв. 748	78	6,75	6,97	+0,22
скв. 839	72	6,75	6,87	+0,12
скв. 602	88	6,75	6,96	+0,21
г. Павлово				
скв. 1	150	6,88	6,58 (14)	-0,30
скв. 2	155	6,88	6,62	-0,26

* Гипсогеотермический градиент 0,6° С/100 м. В скобках указана фактическая глубина замера.

В изучаемом районе разница растет от отрицательного значения в области питания от $-0,08$ до $+0,50^{\circ}\text{C}$ у реки, в области разгрузки. Связано это, вероятно с охлаждением верхних слоев нисходящими потоками атмосферных вод в области питания и их прогревом за счет «снятия» теплового потока по пути транзита к очагу разгрузки, а также подпитыванием речными водами в теплый период года. К сожалению, не удалось здесь изучить режим температуры, но и по данным разовых измерений по стволу ряда скважин четко выделяется верхняя закарстованная зона (до 50 м), в пределах которой геотермическая ступень достигает колосальной величины (260 — $270\text{ m}/^{\circ}\text{C}$). Местами в этой же зоне градиент температуры равен нулю, а иногда становится даже отрицательным (скв. 754). Все это свидетельствует о высокой активности водообмена до 50 м, интенсивном подтоке инфильтрационных вод, а не глубинных, как это предполагалось ранее. Бессспорно поэтому, что решающая роль в образовании карста наряду с геоструктурными и литолого-фациальными особенностями принадлежит здесь инфильтрационным водам (как атмосферным, так и речным), повышенная агрессивность которых способствует развитию карстового процесса. Это представляет, по-видимому интерес в связи с признанием А. П. Ка-пустинным (А. Н. Ильин и др., 1960 г.) несостоительности всех выдвигавшихся ранее гипотез образования карста в данном районе (суффозионный, реликтовый, вследствие подтока глубинных вод). Важно отметить, что глубже в пермских осадках геотермическая ступень уменьшается в интервале 50—100 м до 65—73 $\text{m}/^{\circ}\text{C}$, а затем падает до своего фонового значения. Исходя из этого, надо полагать, что уже ниже 100 м современный карст в этом районе развит слабо.

В связи с изучением генезиса карста в этом районе важно установить глубину залегания водоносных горизонтов, питающих источники. Относительно происхождения многочисленных источников на городском пляже (левый берег р. Оки) термометрические исследования дали однозначный ответ. Питание источников происходит из водоносного горизонта, глубина залегания которого равна нескольким метрам. Вероятнее всего, это паводковые воды, успевшие к началу лета приобрести температуру вмещающих пород на глубине проникновения температурной волны предшествующей зимы. Детально нами был исследован совместно с Н. А. Прозоровой крупный очаг разгрузки на дне озера Оклино близ д. Венец на правом берегу р. Оки. Озеро образовалось в углублении карстового происхождения, на дне которого насчитывается свыше десятка воронок диаметром от нескольких сантиметров до 2—4 м и глубиной около 4 м. В центре воронок в безветрие четко видны восходящие токи воды, дающие начало речке, вытекающей из озера. Температура воды в восходящих струях ($6,5^{\circ}\text{C}$) ниже средней многолетней температуры почвы на глубине 3,2 м в этом районе, ввиду чего разгружающиеся здесь воды не могут иметь глубинного происхождения. Максимальная глубина залегания карстовых каналов, по которым, вероятнее всего, вода поступает из области питания, не превышает первых десятков метров.

Необходимо отметить охлажденность в целом глинисто-карбонатных татарских отложений на правом берегу р. Оки до г. Павлово включительно. Здесь наблюдается отрицательная аномалия в геотемпературном поле. Даже при заниженном широтном градиенте ($0,3^{\circ}\text{C}/100\text{ km}$) температура в скв. 2 г. Павлово должна быть на глубине 25 м примерно $7,1^{\circ}\text{C}$. В действительности же она равна лишь $6,6^{\circ}\text{C}$, или на $0,5^{\circ}\text{C}$ ниже нормальной. Разница между температу-

рами на глубинах 3,2 м и 25,0 м на юго-западной окраине г. Павлово падает до $-0,3^{\circ}\text{C}$ или также на $0,5^{\circ}$ ниже нормальной. Такие аномалии отмечаются в районах интенсивной закарстованности близ г. Дзержинска, что может объясняться охлаждением как за счет просачивания поверхностных вод, так и атмосферного воздуха через карстовые пустоты.

7. ИССЛЕДОВАНИЯ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РАЙОНАХ

В районах, перспективных на нефть и газ, а также на разведуемых и эксплуатируемых нефтегазовых месторождениях гидрогеотермические исследования можно разделить на два основных вида:

— гидрогеотермические исследования как поисково-разведочный метод обнаружения благоприятных участков для скопления нефти и газа;

— промысловая гидрогеотермия.

Первый метод основан на повсеместно наблюдающемся наличии геотемпературных аномалий на участках нефтяных и газовых структур. Так, карта геотермических ступеней в отложениях плиоцен, построенная Д. И. Дьяконовым (1958) для нефтяного месторождения Зыбза Краснодарского края, показывает очень близкое совпадение изолиний геотермических ступеней с изолиниями кровли горизонта палеогена. При этом величина геотермической ступени изменяется от $32\text{ m}/^{\circ}\text{C}$ в сводовой части до $48\text{ m}/^{\circ}\text{C}$ на крыльях. Наличие геотемпературных аномалий в пределах нефтяных и газовых месторождений обусловливается не только подтоком тепла по простиранию пластов к куполу, но главным образом весьма замедленными условиями водообмена, т. е. весьма слабым охлаждающим влиянием инфильтрационных вод. Скопления нефти и газа возможны на участках, не промываемых подземными водами, в условиях весьма замедленного водообмена (гидрогеодинамическая зона активного водообмена бесперспективна на нефть и газ). Исходя из этого, при наличии достаточно густой сети наблюдательных скважин на базе многолетних наблюдений за режимом температуры можно выделять гидрогеотермические зоны (по площади и глубине) со стабильным режимом температуры, которые являются перспективными с точки зрения скоплений нефти и газа и могут служить ориентиром для направления поисково-разведочных работ.

В нефтепромысловой практике термометрические методы применяются довольно широко и подробно описаны в специальных работах (Д. В. Голубятников, 1906 г.; Дахнов, Дьяконов, 1952; Дьяконов, 1958; Э. Б. Чекалюк, 1966 г. и др.). При помощи термометрии в нефтегазовых скважинах определяются качество цементации обсадных колонн (ОЦК) и места нарушения колонн, притоки и затрубная циркуляция подземных вод и т. д. Большой эффект в нефтепромысловой гидрогеологии дают термометрические исследования при определении и изучении водопоглощающих горизонтов, которые при защачке воды или глинистого раствора в скважину четко выделяются на термограммах пониженными температурами. При этом определяются не только места поглощения, но и его интенсивность на уровне различных горизонтов. Аналогичные по характеру (отрицательные) аномалии фиксируются на уровне газонефтеносных пластов. При этом можно также определить их количество и мощность. В случае освобождения скважины от раствора или воды, создаются благоприятные условия для дросселирования газа. Величина температурной аномалии в таких случаях может достигать 15°C .

8. РЕШЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ЗАДАЧ ПО ДАННЫМ ИНФРАКРАСНОЙ АЭРОКОСМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ

Использование результатов измерений температуры со спутников для изучения гидрологических, геоморфологических, гидрогеологических и геологических вопросов начато совсем недавно. Это область очень молода, как и все, что связано с последствиями вывода на орбиту первого искусственного спутника Земли, осуществленного в 1957 г. Советским Союзом. Тем не менее, уже получены данные, которые свидетельствуют об огромных перспективах, открывющихся в этой области. При помощи инфракрасных радиометров, устанавливаемых на спутниках, в настоящее время решаются следующие задачи:

- определение путей океанических течений;
- изучение распределения температуры вод суши и океана по площади;
- изучение хода температуры поверхности суши и водоемов во времени (режим температуры).

Контрольные замеры температуры воды в океане с борта кораблей показали расхождения не более 1° К (Nordberg, 1970 г.). При изучении рельефа поверхности Земли по данным измерений температуры со спутников учитываются известные закономерности об изменении температуры с высотой и широтой, а также влияние теплофизических свойств и влажности подстилающей поверхности на температуру воздуха. Так, по данным спутниковой термометрии температура впадины Гранд-Каньон оказалась примерно на 15° К выше, чем температура ее бортов, находящихся на 1800 м выше впадины, т. е. с градиентом 0,83° С/100 м, что лишь немногим выше гипсогеотермического градиента, определявшегося нами для европейской части СССР по данным наземных исследований (0,6° С/100 м).

Интересными являются сообщения о возможности проведения литологостратиграфического районирования по данным спутниковой термометрии. Нордберг (Nordberg, 1970 г.) сообщил, что в Аргентине была выделена на радиационных картах кольцевая полоса шириной около 5 км и диаметром 40—50 км с аномально высокой температурой (280° К при температуре фона 274° К в ночное время). Проверка в поле выявила совпадение контура аномалии с границей между плотными кристаллическими породами докембрия в центре и аллювиальными песками окружающей пустыни (абс. отм. 800 м). Центральная часть аномалии с пониженными значениями температур совпадает с горой Пие-де-Пало (абс. отм. 3000 м). Таким образом, здесь произошло наложение геологического фактора на геоморфологический.

Однако для гидрогеолога самой интересной является возможность оконтуривания крупных линз грунтовых вод по данным радиационных изображений. Благодаря высокой теплоемкости воды места скоплений грунтовых вод выделяются на радиационных картах в виде аномалий, знак которых зависит от времени года. На радиационных изображениях хорошо различимы реки, а также месторождения грунтовых вод.

Часть четвертая

ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Г л а в а XII

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

1. ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ — КОМПЛЕКСНОЕ ПОЛЕЗНОЕ ИСКОПАЕМОЕ

С точки зрения практического использования термальными водами называют подземные воды с температурой более 20° С. Начало использования естественного тепла недр Земли в промышленных масштабах относится к 1827 г., когда в Тоскане (Италия) из гидротерм начали получать борную кислоту. В 1905 г. в этом же районе вступила в строй первая в мире геотермоэлектростанция мощностью 20 кВт, а к 1973 г. общая мощность ГЭОТЭС Италии достигла 405,6 тыс. кВт. Эти станции дают стране ежегодно 2,7 млрд. кВт·ч (на 1972 г.) дешевой электроэнергии. На конец 1973 г. общая мощность ГЭОТЭС мира составляла 1,1 млн. кВт (табл. 91). Насколько это все же мало, видно из того, что мощность только одной, правда крупнейшей в мире ГЭС, Братской—3,6 млн. кВт.

Самая высокопроизводительная скважина пробурена в январе 1972 г. в Тоскане. Она дала 326 т/ч перегретого пара с температурой 184° С и давлением 8·10⁵ Па (табл. 92).

На 1973 г. велись интенсивные изыскания в области использования тепла недр Земли еще в 21 стране, а 29 стран планируют такие исследования начать в ближайшее время (Barbier, Fanelli, 1973). Основная цель изучения термальных вод связана с планами их использования в теплоэнергетике, для теплофикации, в бальнеологии, а также как источника промышленно ценных компонентов. Возможности использования термальных вод определяются большим количеством факторов, ведущими из которых являются их температура и физико-химические свойства *. По температуре термальные воды можно разделить на три группы: низкопотенциальные — до 70° С, среднепотенциальные — от 70 до 100° С, высокопотенциальные — более 100° С.

Низкопотенциальные термальные воды используются для горячего водоснабжения, в сельском хозяйстве для обогрева теплиц, парников, открытого грунта, ферм, а также для первичной обработки шерсти и др. При наличии особых устройств (калориферы, тепловые панели, тепловые насосы) низкопотен-

* Здесь мы не касаемся проблемы искусственного создания подземных «тепловых котлов» (Щербань и др., 1974).

циальные воды можно использовать для тепло-хладоснабжения. Среднепотенциальные термальные воды используются для отопления, вентиляции, горячего водоснабжения. Для выработки электроэнергии на базе среднепотенциальных вод разработаны специальные турбины. Высокопотенциальные термальные воды используются для выработки электроэнергии и теплоснабжения. Термальные воды служат также источником для получения йода, брома, бора, лития, серы, углекислоты, аммиака, аммиачных солей и других ценных компонентов. В последнее время рассматривается вопрос об использовании их тепла для опреснения морской воды с одновременным получением соли.

Комплексное использование термальных вод значительно снижает себестоимость получаемых продуктов, благодаря чему разработка месторождений становится более экономичной и оправдывает затраты на создание условий комплексного использования месторождений термальных вод, что особенно важно при разработке низкотемпературных месторождений. В настоящее время можно выделить несколько видов комплексного использования термальных вод; а) электроэнергетическое и теплофикационное; б) энергетическое и бальнеологическое; в) энергетическое и химическое; г) бальнеологическое и химическое. При комплексном электроэнергетическом и теплофикационном использовании средне- и высокопотенциальных терм тепловая энергия снимается почти полностью — на сброс идут воды с температурой 20°С и меньше *

Таблица 91

Современное производство
электроэнергии ГЕОТЭС мира
(Barbier, Fanelli, 1973 г.)

Страна	Общая мощность ГЕОТЭС, МВт	
	На конец 1973 г.	Планируемый рост до 1980 г.
Италия	405,6	—
США	404,0	300
Новая Зеландия	170,0	120
Япония	33,0	400
Мексика	75,0	75
СССР	5,75	100
Исландия	3,0	—
Всего	1096,35	995

Таблица 92

Основные страны, использующие термальные воды (пар) для теплофикации и промышленных нужд (исключая энергетику)

(Barbier, Fanelli, 1973 г.)

Страна	Используемое количество, м ³ /ч	Температура
СССР	2000 (3000)	48 (96)
Исландия	3600	87 (210)
Венгрия	2000	84 (средняя)
Япония	400	40 (125)
Новая Зеландия	200	280

* Во всех случаях термальные воды могут также параллельно или последовательно (после снятия тепла) использоваться в бальнеологии.

После использования в электроэнергетической или теплофикационной установках вода с температурой порядка 70° С идет на обогрев теплиц и парников, а затем — для утепления открытого грунта (при температуре 35—40° С). Комплексное теплофикационное и бальнеологическое использование термальных вод широко развито на курортах. Примером комплексного использования термальных вод в энергетике и для извлечения химических компонентов является Лардерелло, где одновременно с добычей пара получают борную кислоту, аммиак, аммиачные соли. В СССР подобные возможности открываются на Камчатке и Курильских островах. Потребности различных отраслей народного хозяйства в термальных водах очень значительны *. Для геотермоэлектростанции мощностью 1000 кВт, например, требуется 250 л/с воды с температурой 60°, или 80 л/с с температурой 100° С, а для электростанций мощностью 10—15 тыс. кВт и теплоснабжения городов с населением более 50 000 человек требуется сотни тысяч литров в секунду воды с температурой 100° С (табл. 93).

Таблица 93

Потребности в термальной воде при теплофикации города
(расчет Л. С. Язвина, по данным Г. В. Колпакова)

Население, тыс. чел.	Потребный дебит термальной воды (л/с) при 100° С	
	Температура обратной воды 50° С	Температура обратной воды 40° С
25	280—380	240—320
100	1100—1700	950—1400
300	3800—5000	3200—4200
500	6700—8400	5600—7000

Значительно меньше требуется воды в сельском хозяйстве. Так для создания теплофикационного комбината площадью 10 га для города с населением 100 тыс. человек требуется лишь 110 л/с термальной воды с температурой 60—70° С. Количество термальных вод для бальнеологических целей устанавливаются в каждом конкретном случае органами здравоохранения.

2. ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Термальные воды редко проявляются на поверхности Земли в платформенных условиях, занимающих огромную площадь. В то же время в горно-складчатых областях, в районах современной и недавней вулканической деятельности их выходы весьма часты, хотя занимаемая ими площадь сравнительно невелика. Это давало ранее повод считать, что термальные воды являются водами магматическими, ювенильными. Однако, как оказалось, буровыми скважинами термальные воды вскрываются на той или иной глубине повсеместно, включая

* Эти потребности официально не утверждены и являются ориентировочными.

и тектонически спокойные, платформенные области. Минимальная глубина их залегания колеблется от 20—50 м в вулканических областях и 500 м в платформенных, до 1000—1500 м в областях развития многолетней мерзлоты (рис. 66). Нижняя граница распространения термальных вод определяется критической температурой воды 400° С (при существующем на этой глубине давлении). Судя по геотермическим данным, нижний предел распространения гидротерм соответствует глубинам порядка 12 км (А. М. Овчинников, 1961 г.). Общий объем термальных вод подземной гидросфера принимается ориентировочно равным $7 \cdot 10^8$ км³, что составляет половину объема вод Мирового океана (Ф. А. Макаренко, 1961 г.). В целом особенности формирования и распространения термальных вод (от чего в известной степени зависит методика их поисков и разведки) определяют следующие основные типы геолого-гидрогеологических условий:

- крупные артезианские бассейны платформенных впадин;
- малые межгорные и предгорные артезианские бассейны;
- водонапорные системы кристаллических массивов;
- термальные воды и парогидротермы вулканических районов;
- паро-газовые струи и термальные воды на участках естественных очагов горения органики и промышленной подземной газификации углей.

Месторождением термальных вод называется пространственно оконтуренное скопление подземных вод, температура, химический состав и эксплуатационные запасы которого удовлетворяют требованиям энергетики, теплофикации или бальнеологии и эксплуатация которого экономически целесообразна на современном этапе развития техники.

Исходя из основных закономерностей распространения и формирования термальных вод, типов водовмещающих структур, условий залегания, качества эксплуатационных запасов, а также технико-экономических условий эксплуатации, нами выделены четыре основных типа месторождений термальных вод (табл. 94). Это помогает для каждого типа месторождений выбрать такие методы геологоразведочных работ и комплексных исследований, которые позволяют в минимальные сроки с наименьшими трудовыми и материальными затратами выявить, разведать и сдать в эксплуатацию месторождение термальных вод.

Месторождения пластово-поровых и пластово-трещинных вод крупных артезианских бассейнов развиты в осадочных породах палеозойского и мезокайнозойского возрастов на огромной территории, включающей Русскую и Сибирскую платформы, Западно-Сибирскую и Средне-Азиатскую плиты. В последние десятилетия в связи с большим объемом буровых работ, проведенных на нефть и газ, высоконапорные термальные воды вскрыты почти во всех крупных платформенных впадинах. С точки зрения практического использования условия залегания и свойства термальных вод крупных артезианских бассейнов отличаются следующими основными особенностями:

- значительная площадь распространения водоносных пластов, измеряемая сотнями тысяч и миллионами квадратных километров. Так, в Западно-Сибирском бассейне площадь только контура подземных вод с температурами от 40 до 125° С превышает 1 млн. км²;
- большие расстояния (сотни километров) от центральных частей бассейна до внешних областей питания (выходов водоносных пород на поверхность);

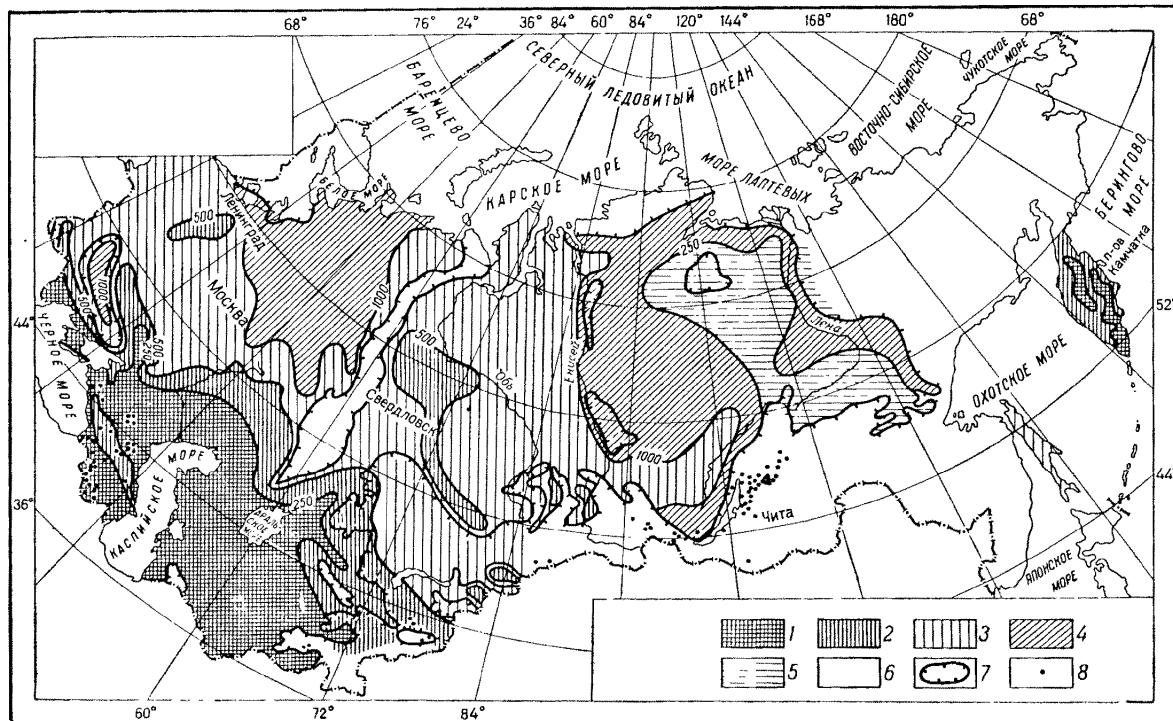


Рис. 66. Схема рельефа изотермической поверхности $+20^{\circ}\text{C}$ для территории СССР (1965 г.):

1 — глубина залегания изотермической поверхности $+20^{\circ}\text{C}$ 50—250 м; 2 — то же, 250—500 м; 3 — то же, 500—1000 м; 4 — то же, 1000—1500 м; 5 — то же, более 1500 м; 6 — области слабо изученные; 7 — границы щитов и горноскладчатых областей; 8 — основные очаги разгрузки подземных вод (положительные термические аномалии)

- развитие в артезианских бассейнах комплекса водоносных горизонтов, имеющих этажное расположение. Как правило, эти водоносные горизонты отделены друг от друга выдержаными слоями слабо проницаемых пород;
- большая глубина залегания термальных вод, которая достигает 2,5—3,0 км (при температуре воды выше 50° С);
- большие напоры над кровлей водоносных горизонтов. Однако величины избыточных напоров (над поверхностью земли) составляют обычно лишь несколько десятков метров и меньше. Иногда пьезометрические уровни устанавливаются ниже поверхности земли;
- термальные воды отличаются преимущественно высокой минерализацией, увеличивающейся, как правило, с глубиной залегания водоносного комплекса (от 1—2 до 400 г/л и более);
- по газовому составу термальные воды платформенных впадин преимущественно метановые, сероводородно-метановые, азотно-метановые, а также азотные;
- воды содержат ряд микрокомпонентов (йод, бром, бор) в повышенных концентрациях;
- естественные запасы термальных вод огромны, но эксплуатационные сравнительно ограничены.

Месторождения пластово-поровых, пластово-трещинных и трещинно-жильных вод малых артезианских бассейнов приурочены в основном к межгорным впадинам и предгорным прогибам центральной зоны альпийской складчатости, включающей Карпаты, Крым, Кавказ, Закавказье, Копет-Даг, Памир, часть Приморья и Сахалин. В пределах этой зоны существуют многочисленные естественные выходы термальных вод, связанные обычно с крупными тектоническими разломами и глубокими эрозионными врезами в пределах артезианских бассейнов. Воды формируются чаще всего в небольших артезианских бассейнах и имеют преимущественно трещинный тип циркуляции. Газовый и солевой составы вод весьма разнообразны — от пресных углекислых, гидрокарбонатно-сульфатных кальциево-магниево-натриевых до метановых, хлоридных натриевых с минерализацией выше 1 г/л. Термальные воды в этих районах имеют часто огромные напоры и значительные дебиты. Коллекторами термальных вод служат как осадочные породы (песчаники, известняки), так и эфузивно-пирокластические (порфиры, различные туфы и др.). Передовые прогибы альпийской складчатой зоны, приуроченные к районам Предкавказья, Степного Крыма, Предкарпатья, Западной Туркмении и Копет-Дага, представляют собой глубокие и обширные артезианские бассейны, сложенные осадочными породами мезо-кайнозойского возраста. Термальные воды здесь отличаются большими напорами и дебитами скважин, а также сложным химическим и газовым составами. Общие закономерности распространения термальных вод в малых артезианских бассейнах предгорных прогибов и межгорных впадин в основном те же, что и в артезианских платформенного типа, но имеется ряд характерных особенностей, которые заключаются в следующем:

- сравнительно небольшая площадь распространения водоносных пластов, измеряемая тысячами и десятками тысяч квадратных километров. Так, например, площадь Илийской впадины составляет 20 тыс. км², Чуйской — 130 тыс. км², Наринской — 7 тыс. км², а площадь отдельных пластов, содержащих

Основные типы месторождений
(Н. М. Фролов, Л. С.)

Типы месторождений термальных вод	Геологическая обстановка	Площадь распространения, км ²		
			Глубина залегания, км	
Водоносные горизонты и комплексы пластово-поровых и пластово-трещинных термальных вод крупных артезианских бассейнов платформенных впадин	Мощные многократно переслаивающиеся литологические разности осадочных пород, сравнительно хорошо выдержаных по площади и мощности	Десятки тысяч — миллионы	1,5—3,0	
Водоносные горизонты и комплексы пластово-поровых, пластово-трещинных и трещинно-жильных термальных вод межгорных артезианских бассейнов	Многослойные толщи осадочных, иногда вулканогенно-осадочных пород с крутыми углами падения, часто дислоцированные, плохо выдержаные по площади	Тысячи — десятки тысяч	0,5—2,0 2,0—5,0	
Трещинно-жильные термальные воды кристаллических массивов областей новейшего горообразования	Массивы интрузивных пород, разбитые глубокими системами тектонических трещин и разломов	Десятки — сотни	0,2—0,5	
Трещинные и пластово-трещинные термальные воды и патогидротермы районов современного вулканизма	Толщи вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород, обычно сильно дислоцированные с хорошо развитыми системами трещин, сбросов	Десятки — сотни	0,5	

термальные воды в Петропавловской синклинали (Чечено-Ингушская АССР) составляет всего 1,0—1,5 тыс. км²;

— сравнительно небольшие расстояния от центральных частей бассейна до областей питания, не превышающие обычно 10—15 км;

— значительные превышения областей питания водоносных горизонтов над областью распространения определяют большие напоры, ввиду чего избыточные напоры над поверхностью земли достигают сотен метров;

— нередки случаи естественных выходов термальных вод в периферийских частях бассейна;

— в отдельных случаях (Западно-Туркменский артезианский бассейн) существенную роль играют тектонические нарушения, разбивающие артезианские пласти на блоки, иногда изолированные друг от друга.

Приведенные особенности обусловливают необходимость строгого учета при оценке эксплуатационных запасов гравий водноносных горизонтов, в отли-

Таблица 94

ний термальных вод
Язвин, 1964 г.)

Оптимальные параметры			Химический и газовый состав	Типичные представители
Минерализация, г/л	Температура, °С	Эксплуатационные запасы, м³/сут		
30—300	50—75	Тысячи — десятки тысяч	Преимущественно хлоридные натриевые, метаводные, азотно-метановые. Часто с повышенным содержанием иода, брома, нередко сероводорода	Месторождения Западно-Сибирского и Днепрово-Донецкого артезианских бассейнов, бассейнов Средней Азии
2—10 5—20	40—50 50—100	Сотни — тысячи	Хлоридные натриевые, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, сульфатно-гидрокарбонатные натриевые, углекислые, сероводородные	Месторождения Кура-Араксинского, Сочи-Мацестинского артезианских бассейнов
1—3	40—90	Сотни — тысячи	Преимущественно гидро-карбонатные натриевые и сульфатно-хлоридные натриевые, щелочные, азотные, фтористые, слабо радиоактивные	Месторождения термальных вод Белокурихи, Кульдур
2—5	100	Десятки тонн пароводяной смеси	Сероводородно-углекислые, азотные углекислые, углекислые и азотные	Месторождения термальных вод и парогидротерм Камчатки, Лардерело

чие от артезианских бассейнов платформенного типа, где ими можно пренебречь. Для месторождений этого типа характерны высокая степень возобновляемости запасов и значительные эксплуатационные запасы (например, в Щалтубо до десятков тысяч м³/сут).

Трещинные и пластово-трещинные воды в магматических и метаморфических породах кристаллических массивов приурочены к линиям молодых крупных тектонических разрывов, омоложенных древних горно-складчатых систем, сложенных изверженными и метаморфическими породами (горные системы Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Алтая, Саян, Забайкалья, Охотского побережья, Чукотки). Термальные воды выходят главным образом в пониженных частях рельефа — на дне ущелий, по долинам рек, в местах пересечения их тектоническими трещинами. Для оценки эксплуатационных запасов первостепенное значение приобретают следующие специфические особенности этого типа месторождений термальных вод:

— очень сложные пути фильтрации, которые приурочены главным образом к трещинам различного генезиса. При этом часто отдельные системы трещин не связаны друг с другом;

— трудность в выделении областей питания и установлении границ трещиноватых зон, содержащих термальные воды;

— незначительные естественные запасы термальных вод.

Площадь интрузивных тел, к системам трещин которых приурочены месторождения термальных вод описываемого типа, колеблется обычно в пределах 100 км² (Кульдур) — 500 км² (Белокуриха). Все известные месторождения открыты по естественным выходам термальных вод. Температура воды в источниках колеблется от 27—32° С (Белокуриха) до 70—74° С (Кульдур). Закономерности распространения очагов разгрузки термальных вод подчиняются закономерностям и характеру тектонического и геоморфологического строения участка. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные натриевые, слабо минерализованные (обычно 0,3—0,7 г/л), азотные щелочные, часто фтористые и слабо радиоактивные, с повышенным содержанием кремнезема. Суммарный расход естественных источников, как правило, не превышает 5—10 л/с. Разведанные эксплуатационные запасы колеблются от 7,8 л/с (Ходжа-Оби-Гарм) до 61,7 л/с (Оби-Гарм).

Поскольку термальные воды в таких районах выводятся с больших глубин по хорошо развитым системам трещин, глубина скважин, как правило, здесь незначительна. Задача разведки обычно сводится к тому, чтобы перехватить термальные воды при помощи неглубоких скважин на пути движения их к уже существующему естественному очагу разгрузки главным образом с тем, чтобы избежать потерь термальной воды в зоне «растекания» (как правило, в аллювиальных отложениях), а также охлаждения термальных вод в результате смешения их с грунтовыми и речными водами. Характерно, что наблюдающаяся часто нестабильность расхода, уровня, температуры и химического состава термальных вод месторождений этого типа объясняется не изменением свойств глубинных термальных вод, а смешением их в зоне разгрузки с грунтовыми водами. В заключение необходимо отметить, что запасы термальных вод данного типа ограничены и по результатам хорошо поставленных поисково-разведочных работ размеры их удается установить довольно быстро, так же как и оптимальный режим эксплуатации.

Трещинные и пластово-трещинные воды в осадочных и вулканогенно-осадочных породах районов недавнего и современного вулканизма формируются в радиусе влияния магматических очагов. Тепло здесь передается в окружающие породы как путем молекулярной теплопроводности, так и в результате конвекции. Если в первом случае влияние внедрившейся в земную кору магмы не выходит практически за пределы нескольких километров, то при наличии конвективного теплообмена тепло переносится на огромные расстояния. Решающая роль в этом принадлежит подземным водам. Роль подземных вод в вулканических областях увеличивается вследствие высоких модулей подземного стока, обуславливаемых в таких районах обычно глубокой эрозионной расщленностью и большим количеством осадков. Наличие неглубоко залегающего колоссального источника тепла, а также чрезвычайно теплоемкого и подвижного теплоносителя, каким является вода, создают особо благоприятные условия в вулканических областях для снятия этого тепла в практических целях, скон-

центрированного на весьма ограниченных участках. Как отмечается, иногда теплопроизводительность отдельных парогидротермальных очагов ограничивается лишь количеством инфильтрационных вод, омывающих магматический очаг. С другой стороны, обилие подземных вод при отсутствии перекрывающих водоупоров способствует рассеиванию тепла. В таких районах термальные воды, кроме того, характеризуются также пониженными напорами. Прежние представления о ювенильном происхождении горячих вод, включая и воды вулканических районов, изменились с тех пор, как было установлено, что даже в районах, где вода находится в непосредственной близости к магматическому очагу (Лардерелло, Вайракей, гейзеры в Калифорнии, Иелоустонский парк, Исландия), содержание магматического пара находится за пределами точности измерений (5–10%). Твердо установлено, что преобладающим компонентом является атмосферная вода. В силу высокой температуры вблизи вулканических очагов подземные воды соответственно нагреваются и, хотя по пути фильтрации успевают остывать в результате теплообмена с вмещающими породами, температура их остается высокой и достигает иногда 400° С, а в очагах разгрузки еще часто превышает 100° С. Если в недрах Земли при соответствующем давлении вода находится в жидким состоянии даже при температурах, значительно превосходящих 100° С, то при выходе на поверхность она превращается в значительной своей части в пар. Ввиду этого в вулканических районах, наряду с собственно термальными водами (до 100° С), чрезвычайно широко распространены парогидротермы, а изредка и почти сухой пар (Сальвадор, Лардерелло, Калифорния).

Термальные воды и парогидротермы в вулканических районах приурочены, как правило, к крупным тектоническим разрывам и сбросам, а также широко разветвленным системам мелких трещин в пластах вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (пемзовая брекчия и туфы, андезит, риолит, итнимбрит). Они циркулируют также по водопроницаемым дайкам в пластах лавы. Инфильтрационные воды в Исландии, например, проникают на глубину 2–3 км. Общие потенциальные запасы природного тепла в вулканических областях мира колоссальны. Только в Исландии они оцениваются в 300 МВт. Здесь на равнине восточной части страны известно около 250 низкотермальных (по Бодварсону до 150° С) участков, насчитывающих около 600 естественных источников с общим расходом 1500 л/с, что при средней температуре 75° С и нижнем пределе 40° С дает 10⁸ кал/с тепла. Общая теплопроизводительность 13 участков высокотемпературной (свыше 150° С) зоны, приуроченной к областям новейшего вулканизма, составляет около 10⁹ кал/с. В Новой Зеландии теплопроизводительность только одного месторождения Вайракей оценивается примерно в 10⁹ кал/с. Термальные воды и парогидротермы в районах современного и недавнего вулканизма залегают близко к поверхности и представляют крупные теплоэнергетические ресурсы. Эти районы характеризуются многочисленными выходами парогидротерм, паров, вулканических газов, а также гидротерм разного ионного и газового состава с невысокой минерализацией. Водонапорные системы характеризуются высокой степенью возобновляемости ресурсов и большими модулями стока. Эксплуатационные ресурсы могут намного превышать величину естественной разгрузки (например, для Паужетки в 2,5 раза).

3. ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И ПРИЗНАКИ НА ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Формирование месторождений термальных вод в земной коре определяется большим количеством факторов, которые можно объединить в пять групп: геоструктурные, магматогенные, литолого-фациальные, гидрогеологические и геотермические. Геологические факторы, позволяющие судить о возможности образования тех или иных месторождений в данной геологической обстановке, являются поисковыми критериями, в отличие от поисковых признаков, которыми являются любые геологические или иные факторы, прямо или косвенно указывающие на наличие месторождения полезных ископаемых в изучаемом районе.

Поисковые критерии

Геоструктурные критерии. Наиболее благоприятной обстановкой для формирования месторождений термальных вод отличаются глубокие впадины, выполненные осадочными породами, которые, с одной стороны, часто являются хорошими коллекторами, а с другой — отличаются низкой теплопроводностью. В силу последнего обстоятельства они играют роль теплоизоляционной оболочки, препятствующей рассеиванию тепла Земли в атмосферу. Таким образом, наличие глубоких прогибов, выполненных мощными толщами осадочных пород, является благоприятным поисковым критерием.

Таблица 95

Температура верхних слоев Земной коры в некоторых вулканических районах мира

Глубина, м	Температура, °С	Район
0	100	Паужетка (СССР)
250	195	» »
0	96	Флэгрейские поля (Италия)
65	110	То же
115	130	Вайракей (Новая Зеландия)
150	190	Лардерелло (Италия)
250	239	» »
850	321	» »

Чем больше глубина залегания кристаллического фундамента и мощность осадочных пород, тем вероятнее возможность обнаружения термальных вод и тем выше будет их температура. Кроме прогибов (синклиниориев) благоприятные условия для формирования термальных вод могут возникать на участках сводовых поднятий в пределах платформы, на нефтегазоносных структурах, в пределах трещинных зон и открытых крупных трещинных структур.

Магматогенные критерии. Одним из факторов, способствующих образованию месторождений термальных вод является магматическая деятельность. При движении магматических масс к поверхности из глубин Земли привносится большое количество тепла, которое способствует интенсивному локальному разогреву пород и находящихся в них подземных вод. Такая обстановка характерна для районов недавней и современной вулканической деятельности, где в пределах ограниченных площадей на небольших глубинах отмечаются высокие температуры (табл. 95).

Известен также ряд месторождений термальных вод, связанных с теплом остывающих глубинных интрузий и экструзий и трещинными зонами омоложенных горно-складчатых областей.

Л и т о л о г о - ф а ц и а л ь н ы е к р и т е р и и. Литологический состав пород играет большую роль в формировании закономерностей распределения температуры как в разрезе, так и в плане. В районе Предкавказья отмечено, например, резкое увеличение температуры в пределах глинистых толщ майкопского и сарматского возрастов и низкие температуры на участках, где в разрезе мезокайнозоя преобладают водонасыщенные песчанистые толщи. Наиболее благоприятные условия для формирования месторождений термальных вод возникают там, где глубоко залегающие водоносные горизонты перекрываются мощными водоупорными толщами пород (глины и др.).

Г и д р о г е о л о г и ч е с к и е к р и т е р и и. К основным гидрогеологическим факторам, определяющим возможность существования в конкретной геолого-гидрогеологической обстановке месторождения термальных вод, относится наличие достаточно мощных и высокодебитных водоносных комплексов, расположенных в благоприятной геотермической и гидрогеодинамической обстановке. Г. Н. Каменский по степени водообильности выделяет следующие типы пород: неводоносные (глины и другие плотные породы, лишенные трещин); слабоводоносные (глинистые и мелкозернистые пески, песчано-глинистые породы); средней водообильности (среднезернистые пески, трещиноватые граниты, песчаники и др.); высокой водообильности (крупнозернистые пески, галечники, трещиноватые закарстованные известняки, сильно трещиноватые песчаники). Темпы аккумуляции и переноса тепла определяются скоростью движения подземных вод. Интенсивный водообмен приводит к промыву и охлаждению водоносного пласта, в то время как при замедленной фильтрации подземных вод расход тепла происходит лишь молекулярным путем, благодаря чему оно в водоносном комплексе накапливается. Участки интенсивного водообмена характеризуются высокими расходами (что важно с точки зрения их практического использования), тогда как зона замедленного водообмена характеризуется и низкими расходами. Таким образом, вероятность нахождения высокотемпературных термальных вод в платформенных областях больше для глубоких зон, характеризующихся, однако, низкими коэффициентами фильтрации.

Г е о т е р м и ч е с к и е к р и т е р и и. Температура пород и вод определяется глубиной их залегания, а также величиной геотермического градиента, сильно изменяющегося по площади и глубине в зависимости от комплекса физико-географических, геолого-гидрогеологических и теплофизических факторов, рассмотренных в первой части монографии.

Поисковые признаки

Поисковые признаки на месторождения термальных вод можно разделить на прямые и косвенные. Прямые признаки (гейзеры, фумаролы, парогазовые и газовоздушные струи, горячие источники, кипящие и пароводяные водоемы, грязевые котлы) непосредственно указывают на вероятность наличия месторождения термальных вод или пара. К косвенным относятся: отложения древних травертинов, свидетельствующих о недавней интенсивной гидротермальной деятельности; наличие метасоматически измененных гидротермальной деятельностью горных пород (окварцевание, алунитизация, образование вторичных

кварцитов); местные названия отдельных районов, рек, источников, как, например, «Долина десяти тысяч дымов», Псекупс — Горячий ключ (по-кабардински); Ходжа-Оби-Гарм — «Святая горячая вода» (по-таджикски); Кульдур — Горячий (от искаженного тунгусского слова Хуль-Джи-Ури) и др.

Г л а в а XIII

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ И СТАДИЙНОСТЬ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

1. ОБЩИЕ ЗАДАЧИ, МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ И КАТЕГОРИИ ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ ЗАПАСОВ

Основная задача поисково-разведочных работ на термальные воды (как и на любое другое полезное ископаемое) заключается в подготовке к эксплуатации месторождения с такими запасами и в такие сроки, которые требуются в соответствии с народнохозяйственными планами. Итогом разведочных работ является подсчет запасов полезного ископаемого и определение геолого-гидрогеологических параметров, необходимых для проектирования схем и определения технико-экономических условий эксплуатации месторождения. В отличие от твердых полезных ископаемых, а также нефти и газа, запасы подземных вод, в том числе термальных, возобновляемы в историческое время, что учитывается при проектировании их эксплуатации. Поисково-разведочные работы на термальные воды включают самые различные методы, но основным источником получения надежной информации для подсчета их эксплуатационных запасов является бурение и испытание скважин. В классификации эксплуатационных запасов подземных вод, утвержденной (ГКЗ) от 5 сентября 1960 г. в соответствии с постановлением СМ СССР от 12 августа 1960 г., в зависимости от степени разведенности месторождений, изученности качества вод и условий эксплуатации выделяются четыре категории — А; В; С₁; С₂. Подробная характеристика этих категорий, а также условия отнесения запасов к отдельным категориям изложены в инструкции по применению классификации эксплуатационных запасов подземных вод, а поэтому здесь остановимся лишь на некоторых вопросах, важных в отношении определения категорий запасов месторождений термальных вод. Так, например, месторождения термальных вод в горноскладчатых и, особенно, в вулканических районах характеризуются исключительно сложными геологическими и гидрогеологическими условиями. Полное выяснение условий формирования термальных вод в этих районах, как того требует инструкция для отнесения запасов к категории А не всегда возможно даже при больших материальных затратах. Ввиду этого следует ставить вопрос перед ГКЗ об утверждении запасов по категории В с правом проектирования. На месторождениях термальных вод, приуроченных к артезианским бассейнам платформенного типа, а также к артезианским бассейнам межгорных впадин и предгорных прогибов, при детальной разведке обязательна оценка по категории А + В. Однако ввиду высокой стоимости бурения (большие глубина скважин и их количество) и сравнительно простых гидрогеологических условий возможна оценка запасов по категории А в размерах менее 50%.

2. СТАДИИ И ЭТАПЫ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Поисково-разведочные работы на любое полезное ископаемое характеризуются стадийностью, т. е. последовательным приближением к решению указанной выше основной конечной задачи. Последовательность в работе дает возможность рационально использовать имеющиеся силы и средства, своеевременно вносить корректизы в планы поисково-разведочных работ, а также вести стадийное проектирование эксплуатации месторождения. До начала поисково-разведочных работ на основании имеющихся региональных данных следует оценить целесообразность использования термальных вод вообще в конкретном районе. При изучении месторождений различных полезных ископаемых для более целесообразного использования средств работы выполняются в три стадии: поиски, предварительная разведка и детальная разведка. После предварительной разведки должен составляться технико-экономический доклад, обосновывающий целесообразность проведения детальной разведки. При изысканиях на термальные воды в связи с высокой стоимостью буровых и опытных работ технико-экономическое обоснование необходимо составлять не только перед разведочными, но и перед поисковыми работами. Кроме того, по этим же причинам, а также потому, что водозаборы в большинстве случаев будут состоять из небольшого количества скважин, целесообразно совместить предварительную и детальную разведку. Исключение составят, очевидно, вулканические районы, и в некоторых случаях, небольшие артезианские структуры, где возможно устройство концентрированных водозаборов. Таким образом, при изучении термальных вод намечается следующая последовательность в проведении гидрогеологических работ: 1) составление технико-экономического заключения о целесообразности использования термальных вод в конкретном районе и постановки поисковых полевых работ; 2) поисковые полевые работы *; 3) составление технико-экономического доклада о целесообразности разведочных работ; 4) разведочные работы; 5) разработка кондиций к термальным водам данного месторождения, оценка их эксплуатационных запасов; 6) составление проекта разработки месторождения термальных вод.

Так как вся территория Советского Союза покрыта геологической съемкой в масштабе 1 : 1 000 000, а большая часть территории и в более крупном масштабе, имеется возможность при знании общих закономерностей распространения термальных вод, давать более или менее обоснованный прогноз о перспективности отдельных крупных регионов на базе геотермического, гидрогеологического, палеогидрогеологического, геоструктурного, литолого-фациального, палеогеографического и палеоклиматического анализов. Особое значение при этом имеют геотермические карты. Предварительная оценка перспективности отдельных площадей производится с помощью критериев и поисковых признаков промышленных типов месторождений термальных вод. Анализ геолого-гидрогеологической обстановки в изучаемом районе позволяет обосновать ожидаемый тип месторождения термальных вод, условия залегания, разгрузки, что в значительной степени определяет методы и комплекс исследований при поисках и разведке. Анализ геотермических карт и термометрических данных

* Работы, сформулированные в первом и втором пунктах, объединяются в поисковую стадию.

в поверхностных очагах разгрузки и скважинах позволяет прогнозировать вид теплоносителя (пар, вода) и его температуру, а анализ имеющихся гидрогеохимических данных — качество термальных вод (тип вод, минерализацию, солевой и газовый составы). Предварительная оценка эксплуатационных запасов термальных вод проводится по геологическим и гидрогеологическим предпосылкам с учетом существующих представлений о водообильности различных типов пород, мощности водоносных пластов, условиях питания, фильтрации и дренирования. Обработка фоновых и литературных материалов заканчивается составлением технико-экономического заключения, основной частью которого является прогнозная оценка эксплуатационных запасов термальных вод. На базе этого заключения, составляемого совместно с проектирующей организацией, определяется экономическая целесообразность постановки полевых поисково-разведочных работ, которые планируются только в случае доказанности экономической целесообразности использования термальных вод. Содержание поисково-разведочных работ имеет свои специфические особенности в зависимости от типа месторождения термальных вод (Фролов, Язвин, 1969). Однако в любом случае следует иметь в виду, что на территории СССР при поисках на нефть и газ только с 1956 по 1961 год пробурено 9280 скважин, из которых 3938 (42,4%) не дали нефти и газа (данные ЦСУ СССР). Эти тысячи скважин при соответствующей подготовке (разбуривание цементных мостов, установка фонтанной арматуры и др.) могут быть эффективно использованы не только при поисках и разведке на термальные воды (определение геотермических и гидрогеодинамических параметров), но и для непосредственной эксплуатации вскрытых скважиной термальных вод. Не останавливаюсь на деталях, так как они уже освещены (Фролов, 1968; Фролов, Язвин, 1969) отметим, что итогом поисковых работ должен быть технико-экономический доклад о целесообразности промышленного освоения месторождения термальных вод, являющийся обязательным документом для постановки разведочных работ. В нем приводят следующие оценочные параметры: 1) геолого-гидрогеологические данные по месторождению и экономико-географические условия района; 2) данные о возможных дебитах; 3) ориентировочные размеры капитальных вложений; 4) данные о вероятной себестоимости конечных продуктов; 5) показатели эффективности капиталовложений и рентабельности производства (оценка проводится методом аналогии или прямыми расчетами по укрупненным показателям).

В проекте на разведочные работы обосновывается выбор горизонта и участка для постановки работ, объем и методы буровых, геологических, гидрогеологических и опробовательских работ. Детальная разведка термальных вод проводится применительно к выбранной схеме водозабора и заключается в бурении и опробовании разведочно-эксплуатационных скважин. В том случае, если проектируемый водозабор будет состоять из нескольких скважин, расположенных на сравнительно небольших расстояниях друг от друга (1—2 км) количество разведочно-эксплуатационных скважин должно составлять примерно 50% от проектируемого. При больших расстояниях между проектируемыми скважинами количество разведочно-эксплуатационных скважин должно быть равно их проектному числу. В скважинах проводится следующий комплекс работ: 1) отбор керна и шлама для минералого-петрографических исследований; 2) отбор керна для изучения теплофизических и физико-механических свойств

пород; 3) описание геологического разреза с данными о режиме и технологии бурения, а также водо-, газо- и нефтепроявлений; 4) наблюдения за водопритоками; 5) наблюдения за балансом глинистого раствора и изменением его свойств; 6) отбор проб воды для химического анализа; 7) измерение температуры воды и промывочной жидкости на устье скважины; 8) периодические измерения температуры по стволу скважины (во время вынужденных простоеев, как правило); 9) пробные откачки и выпуски в процессе бурения; 10) стандартный геофизический каротаж (КС, ПС); 11) измерения кривизны скважины; 12) измерения кавернозности с помощью кавернометра, резистивиметра и электротермометра; 13) нейтронный и гаммакаротаж; 14) сейсмокаротаж; 15) боковое каротажное зондирование; 16) наблюдения за режимом температуры по стволу скважины после окончания бурения.

К настоящему времени особенно большой объем фактических данных накопился по результатам поисков и разведки термальных вод и парогидротерм в вулканических районах. Уже в 1961 г. на симпозиуме ООН по новым источникам энергии, состоявшемся в Риме, было представлено около 40 докладов по различным вопросам изучения и техники использования парогидротерм в практических целях. В настоящее время открыты еще десятки месторождений парогидротерм в Италии, Новой Зеландии, Исландии, СССР, США, Мексике, Японии и Сальвадоре. Анализ фактических данных показывает, что исследования в этих районах ставились исключительно на участках термических аномалий. Эти аномалии характеризуются поверхностными термопроявлениями в виде гейзеров, фумарол, горячих источников и водоемов, грязевых куполов и ям, парящих площадок и т. д. Ввиду наличия четких активных термопроявлений на поверхности Земли в начальной стадии поисково-разведочных работ в этих районах хорошие результаты показала аэрофотосъемка в масштабе 1 : 10 000 (Мексика, Новая Зеландия), а в последние годы инфракрасная съемка (Новая Зеландия). При исследованиях непосредственно в районе термических аномалий поисковые работы начинают с определения их границ при помощи: 1) прямых признаков гидротермальной активности: осадки горячих источников (гейзерит, сера, квасцы) и продукты реакций (каолин, пирит, хлорит и др.); 2) наземной термометрической съемки в неглубоких скважинах (до 1—2 м), реже в скважинах глубиною до 100 м (Исландия); 3) оценки теплопроизводительности поверхностных термопроявлений (калориметрами, теплометрами); 4) гидрогеохимических исследований; 5) геофизических исследований; 6) геоботанических исследований.

На стадии разведки в пределах оконтуренной аномалии проектируют буровые работы, с учетом того, что максимальный эффект буровые работы могут дать не всегда в зоне видимых термопроявлений. Поскольку очаги разгрузки парогидротерм в вулканических районах приурочены, как правило, к зонам тектонических нарушений, скважины закладывают вдоль этих зон, установленных на стадии поисков, преимущественно при помощи геофизических исследований. Расстояние между скважинами колеблется, обычно, в пределах 150—300 м, а глубина не выходит, как правило, за пределы 200—250 м (Япония, СССР), хотя иногда превышает 2 км (Исландия, г. Рейкьявик). Несмотря на большой объем долгостоящих буровых работ (в Исландии, например, до 1961 г. пробурено 70 тыс. пог. м скважин), они быстро окупают себя. Так, в той же Исландии результаты бурения показали, что теплопроизводительность

естественных источников может быть увеличена иногда в 20 раз. В г. Роторуа (Новая Зеландия) на 1961 г. для бытовых и промышленных нужд пробурено свыше 300 скважин. Вместе с тем необходимо иметь в виду, что значительная часть разведочно-эксплуатационных скважин, заложенных в зоне термического максимума, оказывается практически безводной (Исландия).

В Советском Союзе поисково-разведочные работы на термальные воды в пределах вулканических районов в наиболее полном объеме проведены на Паужетском месторождении. В результате предварительных исследований было установлено, что Паужетские парогидротермы приурочены к артезианскому склону, характеризующемуся водонапорным режимом фильтрации и наличием аномально высокого потока тепла, который обуславливает формирование перегретых (свыше 100° С) подземных вод. Как показывает опыт разведки Паужетского месторождения, число поисковых разведочных скважин с детальными комплексными исследованиями и поинтервальным опробованием не должно превышать 20% от общего количества запроектированных скважин. Разведочно-эксплуатационные скважины закладываются по данным комплексного изучения поисково-разведочных скважин, а при получении по ним параметров, отвечающих технико-экономическим нормам, переводятся в эксплуатационные с целью подсчета эксплуатационных запасов и установления наиболее рационального режима их работы.

В процессе эксплуатации месторождения термальных вод проводятся: 1) наблюдения за правильностью ведения эксплуатации месторождения (поддержание оптимального режима работы скважин, рациональное планирование отбора термальных вод, уточнение технического проекта эксплуатации, наблюдения за техническим состоянием действующих скважин); 2) наблюдения за режимом термальных вод; 3) уточнение гидрогеологических и теплофизических параметров; 4) расширение базы месторождения.

Г л а в а XIV

МЕТОДЫ И СОДЕРЖАНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТАХ

1. ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА

Принцип последовательных приближений при поисках и разведке подземных вод требует в начальной стадии создания общей геологической и гидрогеологической основы, что решается комплексной геолого-гидрогеологической съемкой. Однако при изучении термальных вод, учитывая хорошую изученность территории СССР, нет надобности вести специальные съемочные работы (за редким исключением). Кроме того, в пределах платформ они мало эффективны и могут проводиться лишь в горно-складчатых районах, как правило на участках термопроявлений. Съемки и геолого-гидрогеологическое картирование при поисках и разведке термальных вод ведутся согласно существующим инструкциям и методикам по поискам и разведке подземных вод с увеличением

объема работ по гидрогеотермии. Более детально изучаются термопроявления (горячие источники, кипящие и грязевые котлы и т. д.). Большое значение при этом имеют аэрофотосъемка и аэрокосмическая инфракрасная съемка.

2. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объем и виды геофизических исследований при поисках и разведке термальных вод определяются геолого-гидрогеологическими особенностями месторождений. В артезианских бассейнах платформенных впадин, например, применение геофизических методов ограничивается решением общегеологических задач — расчленение геологического разреза на водоупорные и водопроницаемые комплексы, изучение геоструктурных особенностей артезианских бассейнов. Одна задача решается методами электроразведки и реже сейсморазведки; другая — методами гравиметрии, электроразведки и сейсморазведки.

В межгорных артезианских бассейнах и трещинных водонапорных системах кристаллических массивов и вулканических районов при поисках и разведке термальных вод геофизическими методами можно:

- выявлять и прослеживать разрывные дислокации и зоны тектонической трещиноватости, по которым циркулируют и разгружаются термальные воды;
- определять мощность наносов и глубины залегания коренных пород в пределах очагов разгрузки;
- оконтуривать зоны растекания термальных вод под наносами.

При этом применяются методы электроразведки и сейсморазведки. Следует отметить наличие тесной обратной связи между температурой горных пород и их удельным электрическим сопротивлением, что обуславливает пониженное сопротивление горных пород в зонах циркуляции и разгрузки термальных вод. К понижению сопротивления горных пород ведет также рост минерализации насыщающих их вод.

3. ТЕРМОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

При поисках термальных вод термометрические исследования проводят в источниках, скважинах, шахтных колодцах, шахтах, поверхностных водоемах и водотоках. Широко применяют термометрические исследования в пеглубоких (обычно до 1—2 м) зондировочных скважинах, специально пробуренных по сетке или по профилям в районах «скрытой» или открытой разгрузки термальных вод (термометрическая съемка). В Исландии для этого бурят специальные скважины даже до 100 м. Термометрическая съемка особенно эффективна в районах с ярко выраженным термическими аномалиями. Резко снижается ее эффект в платформенных областях с мощным осадочным чехлом. На стадии разведки основным объектом термометрических исследований являются глубокие скважины.

4. ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Теплофизические исследования включают изучение коэффициентов теплопроводности, теплоемкости и температуропроводности горных пород, а также энталпии воды или пароводяной смеси. Теплофизические свойства пород определяют в лабораторных условиях по образцам, отобранным при полевых работах и предварительно законсервированным (обычно путем парафинирования).

Поскольку сохранить естественные свойства образца в этих условиях трудно, а также ввиду несовершенства лабораторного процесса изучения образцов, получаемые характеристики являются приближенными. Точность определения теплофизических свойств горных пород будет существенно повышена при усовершенствовании способов определения указанных свойств непосредственно в скважине. Методика лабораторных исследований теплофизических свойств пород известна из опубликованной литературы.

Методика определения теплосодержания подземных вод с температурой до 100° С весьма проста (поскольку удельная теплоемкость воды до 100° С равна практически единице, то энталпию получают приближенно из произведения расхода воды на ее температуру). Оценка же энталпии чистого пара и пароводяной смеси требуют специального подхода (Фролов, Аверьев и др., 1964). Не останавливаясь на деталях этого вопроса, приведем основные расчетные формулы:

$$i_{\text{п. в. с}} = i' (1 - x) + i'' x, \quad (71)$$

где $i_{\text{п. в. с}}$ — энталпия пароводяной смеси (i' — воды, i'' — пара), ккал/кг;
 x — содержание пара в 1 кг п. в. с., доли килограмма.

Значения i' и i'' берут из таблиц для сухого насыщенного пара при соответствующих давлениях и температуре. Содержание пара в кипящем источнике определяют после конденсации пара в холодной воде, которой заливают источник:

$$x = \frac{Q_{\text{см}} - Q_{\text{хол}} - Q_{\text{гор}}}{Q_{\text{см}} - Q_{\text{хол}}}, \quad (72)$$

где $Q_{\text{гор}}$, $Q_{\text{хол}}$, $Q_{\text{см}}$ — расходы соответственно пароводяного источника, залистой холодной воды и суммарный.

Содержание пара в источнике можно при этом определить также по изменению содержания какого-нибудь химического компонента в воде источника, холодной воде и смешанной. При рассредоточенной разгрузке содержание пара определяют с помощью трубы Пито, прибора Вентури и др. Методика оценки энталпии пароводяной смеси в скважинах (также как и при поверхностных исследованиях) теснейшим образом связана с термометрическими и гидроэнергетическими исследованиями и осуществляется с помощью калориметров и сепараторов. В калориметр заливается сначала холодная вода, а затем природная пароводяная смесь, пар которой конденсируется. Зная начальную температуру (t_n) в калориметре, можно определить энталпию (i):

$$i = \frac{M_k t_k C_0 - M_n t_n C_0}{M_k - M_n}, \quad (73)$$

где M_n , M_k — начальная и конечная масса воды в калориметре.

Сепараторы используют для разделения пароводяной смеси на пар и воду, что дает возможность производить измерения в однофазной среде. Они делятся на объемные и центробежные (циклонные).

5. ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Особенности гидрохимических исследований при поисково-разведочных работах на термальные воды определяются стадией изысканий и фазовым состоянием вещества. Гидрохимические исследования подразделяются на

поверхностные (на участках поверхностных водопроявлений) и глубинные (в скважинах). Термальные воды, как отмечалось, являются комплексным полезным ископаемым, поэтому определяют содержания хлора, сульфатов, гидрокарбонатов, карбонатов, нитратов, нитритов, натрия, калия, кальция, магния, аммония, мышьяка, железа, йода, брома, бора, фтора, лития, алюминия, марганца, кремнезема, бериллия, цезия, стронция, селена, титана, германия, сероводорода *, углекислоты, свободного кислорода, метана и тяжелых углеводородных газов, азота, радона, нафтеновых кислот, а также плотность окисляемость, сухой остаток, минерализация и рН.

Содержащиеся в термальных водах химические компоненты могут осложнить их эксплуатацию. Так повышенное содержание карбоната кальция и кремнезема приводит к закупорке обсадных труб при выпадении названных элементов в осадок в присутствии кислорода воздуха **, а кислые ($\text{pH} < 5$) и щелочные воды ($\text{pH} > 9$), а также углекислота и сероводород оказывают корродирующее влияние на приусыевое оборудование скважины и утилизационную аппаратуру.

В зависимости от стадии исследования меняется только методика гидро-геохимического опробования, а не методика лабораторных работ. Вместе с тем отбор термальных вод из родников и скважин для изучения химического состава проводится в общем теми же методами, которые широко применяются в гидро-геологической практике («Справочное руководство гидрогеолога», 1967).

Некоторую специфику имеют методика и аппаратура, применяемые при опробовании пароводяных скважин. Она заключается главным образом в необходимости предварительной сепарации смеси на воду и пар. Кроме того, поток пароводяной смеси на выходе весьма неоднороден по сечению трубопровода, поэтому проба, отобранная через боковое ответвление в сепаратор без учета этой неоднородности, не будет отражать действительное процентное соотношение между водой и паром. Для учета этого на Паужетке применялось специальное пропорциональное устройство (Аверьев, 1964 г.). Следует также иметь в виду, что разовые гидро-геохимические исследования в начальной стадии часто не дают полного представления о гидро-геохимии района (особенно для вулканических районов) и поэтому необходимы комплексные многолетние наблюдения за режимом термальных вод.

6. ОПЫТНЫЕ ОТКАЧКИ И ОЦЕНКА ОСНОВНЫХ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

Для оценки эксплуатационных запасов термальных вод гидродинамическим методом необходимо знать коэффициенты водопроводимости и пьезопроводности. Определяются они по данным опытных выпусков и откачек путем наблюдений за восстановлением (или снижением) уровня с использованием уравнений неустановившейся и квазиустановившейся фильтрации. В первом случае могут быть определены оба коэффициента, а во втором — только коэффициент

* По газовому составу выделяются углекислые, сероводородные, углекисло-сероводородные, азотные, азотно-метановые и метановые воды.

** В скважинах Вайракей (Новая Зеландия) при расходе 200 т/ч воды и выпадении 1 мг/л кальция осадок CaCO_3 , концентрируясь в верхней части обсадной трубы, за 50 дней вдвое уменьшает диаметр трубы 8".

водопроводимости. Методика оценки гидродинамических параметров рассмотрена в ряде работ (В. М. Гольдберг, Л. С. Язвин, 1960 г. и др.).

В. В. Аверьевым (1960 г.) была показана особенность динамики пароводяных скважин, которая обусловлена вскипанием на некоторой глубине перегретой по отношению к атмосферному давлению воды. Глубина уровня парообразования определяется энталпией пароводяной смеси, расходом и условиями ее движения, от которых зависит величина гидравлического сопротивления. Пароводяные скважины бурят максимально возможным диаметром; при необходимости перевода скважины с гейзерного режима на постоянный, гидравлическое сопротивление увеличивают путем спуска водоподъемной колонны, что приводит также к снижению расхода.

7. ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ РЕЖИМА ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Наблюдения за режимом термальных вод включают: периодические замеры температуры в скважине по стволу; измерения расхода воды или пароводяной смеси (раздельно для воды и пара); изучение химического состава воды и пароводяной смеси (также раздельно для обоих фаз); измерения давления на устье и на забое скважины, а также измерения тепловых потоков на геотермальной площадке. Ценность наблюдений повышается при комплексных исследованиях (одновременные наблюдения за изменением температуры, теплосодержания, давления, расхода, химического состава). Так, например, падение давления и расхода термальных вод в скважинах происходит, как правило, повсеместно, но это падение может сопровождаться повышением теплосодержания (энталпии) или его уменьшением. Это различие имеет принципиальное значение, поскольку первый случай свидетельствует лишь о закупорке паровыводящих трещин минеральными осадками, а второй — об истощении запасов пара или приближении фронта холодных вод. Для иллюстрации первого случая напомним, что при понижении уровня и забойных давлений в скважинах Лардерелло за последние 40—50 лет температура пароводяной смеси возросла от 140° С до 240° С (сухой пар). При наблюдениях за режимом химического состава термальных вод А. Д. Эллис (1961 г.) рекомендует следующие периоды отбора проб: первые несколько часов подряд — ежечасно, затем ежедневно в течение недели и ежемесячно в течение года. Регулярно определяется содержание лития, натрия, калия, аммиака, магния, кальция, хлоридов, фтористых соединений, борной кислоты, силикатов, рН, общей концентрации сульфидов и карбонатов; периодически — брома, иода, рубидия, цезия, стронция, мышьяка. Содержание углекислоты, сероводорода и аммиака рекомендуется определять в пробах пара один раз в два месяца в каждой скважине, а водорода, углеводородов и азота — один раз в год. Эти материалы важны не только для решения практических задач (изменение содержания вредных или полезных компонентов и др.). Они дают возможность делать более полные и глубокие теоретические обобщения и, в частности, решать вопросы генезиса термальных вод. А. Д. Эллис (1961 г.), например, время установления стабильности в соотношении и концентрации химических компонентов в воде, предлагает использовать как показатель для определения степени удаленности скважины от питающих ее каналов.

Рассмотрим данные, которые были получены нами непосредственно при изучении режима термальных вод. В скв. 4 месторождения Белокуриха, хотя

наблюдения за режимом проводились в течение весьма ограниченного времени (пять суток), они позволили получить ценную информацию. При постановке, например, скв. 4 на фонтанный режим температура вначале быстро возрастала (прогрев ствола поднимающейся с забоя водой), а затем с падением расхода (были открыты скв. 1-Э и 2-Э, имеющие гидравлическую связь) стала падать. После перекрытия скв. 1-Э и 2-Э скв. 4 стала снова фонтанировать при все возрастающем расходе и температуре. Это свидетельствует об ограниченности запасов термальных вод на этом участке, а поскольку температура в скважине все время увеличивалась не только на устье, но и на забое, то это дает повод считать, что источник питания скв. 4 термальными водами находится глубже забоя скважины. Трещины, питающие скважину, служат как бы ее продолжением, а поскольку глубина развития трещин часто довольно значительна, то в процессе разгрузки вовлекаются все более глубоко залегающие и более нагретые воды, в результате чего процесс стабилизации температуры наступает значительно позже, чем в платформенных условиях. Более значительные изменения температуры во времени наблюдаются в очагах разгрузки парогидротерм. Так, в результате проведения нами повторной термометрической съемки на Паужетском месторождении выяснилось, что за 6 лет площадь термоаномалии увеличилась вдвое (Фролов, 1968). В некоторых скважинах Вайракей (Новая Зеландия) температура в течение трех лет на глубине 20 м, наоборот, упала на 30° С, а за 8 месяцев 1953 г. еще на 3° С. Расход пароводяной смеси при этом также падал, а теплосодержание возросло. В целом материалы комплексных наблюдений за режимом температуры, расхода, уровня, химического состава термальных вод и парогидротерм являются основой для решения вопроса об особенностях их формирования, для обоснованного прогноза о перспективах эксплуатации месторождения и современного планирования дополнительных исследований.

Г л а в а XV

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДОВ ОЦЕНКИ ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ ЗАПАСОВ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Методы оценки эксплуатационных запасов термальных вод являлись предметом специального исследования В. М. Гольдберга и Л. С. Язвина (В. М. Гольдберг, Л. С. Язвин, 1966 г.; Фролов, Язвин, 1969), в результате которого выяснилось, что в целом применимы методы, используемые для оценки запасов пресных, минеральных и промышленных вод. Имеются, правда, некоторые специфические особенности, на которых мы и остановимся ниже. Напомним некоторые хорошо известные положения, имеющие принципиальный характер. Как известно (Н. Н. Биндерман, 1963 г.), запасы и ресурсы подземных вод делят на естественные и эксплуатационные. Под естественными запасами понимают объем гравитационной воды, заключенной в водоносном горизонте, а под естественными ресурсами — непрерывное возобновление (питание) запасов подземных вод*. Эксплуатационными запасами подземных вод

* В опубликованной литературе часто естественные запасы называются статическими (вековыми), а естественные ресурсы — динамическими запасами.

называется «количество подземных вод, которое может быть получено рациональными в технико-экономическом отношении водозаборными сооружениями при заданном режиме эксплуатации и при качестве воды, удовлетворяющем требованиям в течение всего расчетного срока эксплуатации». Поскольку термальные воды извлекают из недр Земли для получения тепла, то оценка эксплуатационных запасов должна включать не только расчет производительности водозаборов (прогноз изменения дебитов и уровней подземных вод в течение предполагаемого периода эксплуатации), но и прогноз изменения температуры в процессе разработки месторождения (или обоснование постоянства температуры). Оценка эксплуатационных запасов подземных вод вообще и термальных в частности производится гидродинамическими, гидравлическими и балансовыми методами.

Гидродинамические методы основаны на решении основного дифференциального уравнения неуставновившегося (в частном случае установившегося) движения подземных вод, а поскольку оно является одновременно динамическим и балансовым, то учитывает как сработку, так и восполнение запасов подземных вод. Недостаток гидродинамических методов заключается в ограниченности области их применения, так как они требуют схематизации природных условий (в виде расчетных схем), а водоносный пласт в большинстве случаев принимается однородным. Специфика оценки эксплуатационных запасов термальных вод гидродинамическими методами заключается в том, что ввиду их глубокого залегания и наличия мощных разделяющих толщ слабо проницаемых пород, питание в кровле и подошве пластов (условия на границах пласта в вертикальном разрезе) принимается равным нулю (исключая область питания). Перетекание через разделяющие водоупоры, как правило, не учитывается. Хотя, исходя из результатов технико-экономического анализа, термальные воды часто целесообразно эксплуатировать лишь при самоизливе, на стадии постановки задачи определяют не дебит при заданных уровнях и времени, а понижение уровня на конец расчетного периода эксплуатации при заданном расходе. Это связано с тем, что при расчетах взаимодействующих скважин (при постоянном уровне) необходимо совместно решать столько уравнений, сколько скважин в водозаборе. Ввиду сложности такого подхода обычно задаются величинами дебитов и подбором (путем последовательного приближения) определяются величины дебитов, при которых понижение не будет превосходить допустимого.

Для большинства месторождений термальных вод, приуроченных к артезианским бассейнам, характерен упругий водонапорный режим фильтрации, который проявляется в непрерывном понижении уровней при эксплуатации скважин с постоянным дебитом или в уменьшении дебитов при работе скважин с постоянными уровнями (при самоизливе). Исключение составляют случаи эксплуатации месторождения водозаборами, расположеннымными вблизи областей питания или разгрузки, когда суммарный дебит водозабора не превышает величин естественного питания или разгрузки термальных вод. Коэффициенты фильтрации глубоко залегающих артезианских горизонтов обычно меньше 1 м/сут, а коэффициенты водопроводимости редко достигают 50–60 м²/сут (Азово-Кубанский и Западно-Сибирский артезианские бассейны, Краснокамское, Челекенское и Нефтечалинское месторождения промышленных вод). Расчеты Л. С. Язвина (Фролов, Язвин, 1969) показывают, что первоначальные дебиты одиночных скважин могут достигать довольно значительных величин (табл. 96).

Т а б л и ц а 96

**Возможные дебиты скважины
(радиус 0,1 м, коэффициент
пьезопроводности $10^6 \text{ м}^2/\text{сут}$) на конец
первых суток эксплуатации
в неограниченном в плане
водоносном пласте**

(Фролов, Язвин, 1969 г.)

Коэффициент водопрово- димости, $\text{м}^2/\text{сут}$	Дебит скважин (л/с) при понижении уровня (избыточном давлении), м		
	50	100	200
10	4,0	8,0	16,0
20	8,0	16,0	32,0
30	12,0	24,0	48,0
50	20,0	40,0	80,0

**Постоянные дебиты, с которыми
может работать одиночная скважина
в течение 25-летнего срока эксплуатации**
(Фролов, Язвин, 1969 г.)

Коэффициент водопрово- димости, $\text{м}^2/\text{сут}$	Дебит скважины (л/с) при понижении уровня (избыточном давлении), м		
	50	100	200
10	2,5	5,0	10,0
20	5,0	10,0	20,0
30	7,5	15,0	30,0
50	12,5	25,0	50,0

Однако в процессе эксплуатации дебит уменьшается (табл. 97). В последнем случае (см. табл. 97) принято, что при эксплуатации дебит искусственно поддерживается постоянным, а понижение уровня увеличивается (но к концу эксплуатации понижение не превысит величины избыточного давления над устьем). Из приведенных данных видно, что при эксплуатации подземных вод самоизливом в течение 25 лет происходит уменьшение дебита скважин на 35—40%. Значительно больше влияет на уменьшение дебита скважин эффект их взаимодействия, который радикальным образом меняет гидродинамическую обстановку на месторождении термальных вод. Наложение фильтрационных полей отдельных скважин приводит к уменьшению водопритока к ним, что при эксплуатации скважин самоизливом может в конце концов привести к падению уровня ниже устья скважин и прекращению самоизлива. Расчеты показывают, что при работе трех взаимодействующих скважин, расположенных на расстоянии 1 км друг от друга, дебит одиночной скважины уменьшится примерно в 1,5 раза; а при работе пяти скважин, расположенных в ряду с тем же расстоянием между скважинами — в 2 раза (Фролов, Язвин, 1969). Таким образом, в напорных горизонтах первоначальные дебиты скважин будут уменьшаться ввиду развития депрессионных воронок не только за счет снижения уровня в отдельной скважине, но и главным образом из-за взаимодействия при наличии группы скважин. Опыт эксплуатации природного пара в Лардерелло показывает, что ежегодная убыль пара в эксплуатационных скважинах составляет около 25%. Следовательно, для получения термальных вод с большим расходом водозабор должен состоять из большого количества скважин, рассредоточенных на значительной площади, например, в условиях Тобольского района Западно-Сибирского артезианского бассейна (при коэффициенте водопроводимости $50 \text{ м}^2/\text{сут}$, избыточном давлении над устьем скважины 50 м, коэффициенте пьезопроводности $5 \cdot 10^5 \text{ м}^2/\text{сут}$), для получения 100 л/с термальных вод потребуется 10 скважин, расположенных на площади около 1200 км^2 и на расстоянии друг от друга примерно 10 км. При создании же более концентрированного водозабора потребуется намного больше скважин. При этом следует

учитывать, что при самоизливе увеличение количества скважин может и не привести к дальнейшему повышению дебита, что наблюдалось, например, на месторождении промышленных вод Западного Челекена.

Гидравлические методы оценки эксплуатационных запасов подземных вод основываются непосредственно на данных опыта (откачки), что позволяет интегрированно учесть все процессы, влияющие на величину понижения уровня. Недостаток методов заключается в невозможности установить обеспеченность запасов подземных вод во времени, хотя в некоторых случаях при длительных откачках по устанавливаемой зависимости между понижением уровня и временем при определенном дебите компенсируют этот недостаток экстраполяцией (во времени). Гидравлический метод (один или в комбинации с гидродинамическим, балансовым) является единственным приемлемым для оценки эксплуатационных запасов термальных вод малых артезианских бассейнов в горно-складчатых и вулканических районах (при значительной неоднородности и в крупных артезианских бассейнах). При этом может быть два случая: 1) в процессе опыта достигнута стабилизация дебита, уровня и температуры; 2) в процессе опыта продолжается снижение уровня при постоянных дебите и температуре. В последнем случае необходимо опытным путем выявить зависимость между понижением уровня и временем.

Балансовый метод оценки эксплуатационных запасов подземных вод заключается в определении основных источников пополнения запасов. В практике оценки запасов термальных вод, так же как и подземных вод в целом, он играет подчиненную роль.

При оценке эксплуатационных запасов термальных вод приходится учитывать не только расход жидкости, но и расход тепла, для чего необходимо знать температуру термальных вод как в самом пласте, так и на устье скважины. В процессе поисково-разведочных работ на термальные воды проводится термометрия скважин, что позволяет установить общие закономерности распределения температуры по стволу фонтанирующих и откачиваемых скважин. Имеются и аналитические зависимости для прогноза температуры на устье скважины (В. М. Гольдберг, 1969 г. и др.).

При оценке запасов термальных вод важно также учитывать так называемый газовый фактор, под которым понимают отношение расхода газа при атмосферном давлении к расходу воды. Наличие газа может в одном случае (газ выделяется из воды при снижении давления) способствовать работе скважины по типу газ- или парлифта (самоизлив при положении динамического уровня ниже устья скважины), а в другом (газ поступает в скважину из газоносного горизонта), когда газовый фактор сильно уменьшается во времени, это приводит и к падению дебита.

Водозаборы, эксплуатирующие термальные воды, располагаются преимущественно на значительном удалении от областей питания, так как инфильтрационные воды отличаются, как правило, невысокой температурой. Иногда (например, в горно-складчатых областях) высокая температура подземных вод может быть и на сравнительно небольшом расстоянии от области питания. В этом случае важно знать за какой срок возможно «подтягивание» к водозабору холодных вод. Если водозабор расположен на расстоянии 10 км от области питания, суммарный дебит всех скважин водозaborа равен $10\ 000\ м^3/\text{сут}$, температура воды в водозаборе равна 70°C , а на расстоянии 3 км — 40°C , то в водоносном гори-

зонте мощностью 20 м и пористостью 0,2, контур с изотермой 40° С подтянется к водозабору через 28 лет согласно формуле *

$$\tau = \frac{\pi n_0 d^2 h}{3Q} \left[2 + \left(\frac{x_1}{d} \right)^3 - 3 \frac{x_1}{d} \right], \quad (64)$$

где n_0 — пористость пласта;

h — мощность водоносного пласта;

d — расстояние от водозабора до области питания;

Q — суммарный дебит скважин водозабора;

x_1 — расстояние от границы вод разных температур (или минерализации) до области питания (в нашем случае — от границы термальных вод с температурой 40° С до области питания — 7 км).

Приведенная формула получена для пренебрежительно низкой естественной скорости движения подземных вод. Если естественную скорость необходимо учитывать, то время подтягивания холодных вод от области питания определяется по следующей формуле (В. М. Гольдберг, 1963 г.):

$$\tau = \frac{n}{v} \left[(d - x_1) - \frac{x_A^2 - d^2}{2x_A} \ln \frac{(x_A + d)(x_A + x_1)}{(x_A - d)(x_A - x_1)} \right], \quad (65)$$

где v — естественная скорость подземных вод.

Величина x_A находится из выражения

$$x_A = \sqrt{d^2 + \frac{Qd}{\pi nv}}. \quad (66)$$

Если принять естественный уклон, равным 0,003, а коэффициент фильтрации 20 м/сут, то в рассматриваемом примере вода с температурой 40° С подтянется к водозабору уже через 15 лет. Следует добавить, что в процессе эксплуатации термальных вод подтягивание холодных вод возможно также из области разгрузки, для оценки вероятности которого в упоминавшейся работе используется подход, применяемый при изучении закономерностей подтягивания к водозабору соленых вод. В процессе эксплуатации возможно также подтягивание к водозабору и более нагретых вод по трещинам и разломам.

В заключение отметим, что поскольку при оценке эксплуатационных запасов термальных вод должны учитываться требования как к количеству воды, так и к качеству, а также режиму эксплуатации, то в требованиях, которые разрабатывают проектирующие организации должны быть указаны: 1) нижний предел температуры; 2) предельно допустимое содержание химических компонентов, газов; 3) режим эксплуатации (принудительная откачка, самоизлив, величина избыточного давления); 4) минимальный дебит и количество скважин, расстояние между ними, их глубина; 5) расстояние участка водозабора до водопотребителя; 6) срок эксплуатации; 7) условия сброса отработанных вод. Все эти требования должны лечь в основу разработки кондиций на термальные воды, которые обязательно учитывают при оценке эксплуатационных запасов подземных вод. Значение каждого из перечисленных выше факторов зависит от области применения термальных вод, технологической схемы их использования и определяется в каждом конкретном случае сравнительными технико-экономическими расчетами.

* Пример и методика расчета заимствованы из работы В. М. Гольдберга и Л. С. Язвина (1966 г.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богомолов Г. В., Цыбуля Л. А., Атрощенко П. П. Геотермическая зональность территории БССР. Минск, «Наука и техника», 1972. 212 с.
- Боуз Р. Палеотемпературный анализ. Л., «Недра», 1969. 207 с.
- Веригин Н. Н. Некоторые задачи конвективной теплопроводности в пористой среде. Тр. ВОДГЕО, вып. 9, М., 1964. с. 51—66.
- Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. 4. Книга вторая. М., Изд-во АН СССР, 1960. 651 с.
- Геотермические исследования и использование тепла Земли. М., «Наука», 1966. 431 с. (Тр. второго Совещ. по геотермическим исследованиям в СССР).
- Геотермическая карта СССР в масштабе 1 : 5 000 000 (с объяснительной запиской). М., «Наука», 1972. 39 с.
- Геотермии нефтегазоносных областей Азербайджана и Туркмении. М., «Наука», 1973. 191 с.
- Гидрогеотермические условия верхних частей земной коры. М., «Наука», 1964. 164 с.
- Дахнов В. Н., Дьяконов Д. И. Термические исследования скважин. М., Гостонтехиздат, 1952. 252 с.
- Дайдзюри А. А., Ониани Ш. И., Ладабидзе Т. О. Вопросы геотермии Ткибули-Шаорского каменноугольного месторождения. Тбилиси, «Мецниереба», 1967. 154 с.
- Димо В. Н. Тепловой режим почв СССР. М., «Колос», 1972. 359 с.
- Дьяконов Д. И. Геотермия в нефтяной геологии. М., Гостонтехиздат, 1958. 277 с.
- Иванов Н. С. Тепло- и массоперенос в мерзлых породах. М., «Наука», 1969. 240 с.
- Ингерсолл Л. Р., О. Дж. Зобель, Игерсолл А. К. Теплопроводность, ее применение в технике и геологии. М.—Л. Госуд. научно-техн. изд-во машиностроит. литерат. 1959. 259 с.
- Кудрявцев В. А. Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР. М., Изд-во АН СССР. 1954. с. 270.
- Кудрявцев В. А., Чижов А. Б. О книге Н. М. Фролова «Гидрогеотермия». — «Разведка и охрана недр», 1969, № 10, с. 62—64.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины. Киев, «Наукова думка», 1971. 140 с.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968. 279 с.
- Лыков А. В. Теория теплопроводности. М., «Высшая школа», 1967. 599 с.
- Макаренко Ф. А. Геотермические условия района Кавказских минеральных вод. — «Тр. Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР», 1948, т. 1, с. 171—211.
- Методические указания по изучению термальных вод в скважинах. М., «Недра», 1964. 140 с. Авт.: Н. М. Фролов, В. В. Аверьев, Н. Е. Духин, Е. А. Любимова.
- Научно-техническое совещание по геотермическим методам исследований в гидрогеологии. М., 1975. 126 с. (ВСЕГИНГЕО).
- Непреднамеренные воздействия на климат. Пер. с англ. Л., Гидрометеоиздат, 1974. 260 с.
- Овчинников А. М. О гидротермальном режиме земной коры. — «Докл. АН СССР». 1946. Нов. серия, т. 33, № 7. с. 649—652.

Подземные ядерные взрывы. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 247 с.

Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. М., Изд-во АН СССР, т. 1, 1959. 255 с., т. 2, 1961. 306 с. (Тр. первого Всесоюзного совещ. по геотермическим исслед.).

Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., «Наука», 1967. 315 с.

Решение научно-технического совещания по геотермическим методам исследований в гидрогеологии и постановление Президиума Центрального Правления НТГО по итогам совещания. М. 1975. 10 с. (ВСЕГИНГЕО).

Сакалаускене Д. И. Предварительные результаты изучения температурного режима подземных вод на территории Литовской ССР по новой методике Н. М. Фролова. — В кн.: Материалы пятой конференции геологов Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1968, с. 365—367.

Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. М., «Наука», 1967. 232 с.

Справочник гидрогеолога. М., Госгеолтехиздат, 1962. 616 с.

Справочное руководство гидрогеолога. Л., «Недра», 1967, т. 1. 592 с., т. 2, 360 с.

Тепловой режим недр СССР. М., «Наука», 1970. 224 с.

Тепло Земли и его извлечение. Киев, «Наукова думка», 1974. 263 с. Авт. А. Н. Щербаль, А. Е. Бабинец, А. С. Цырульников, Ю. Д. Дядькин.

Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования. М., «Наука», 1966. 292 с.

Тихонов А. Н. К вопросу определения векового хода температуры в прошлом. М., «Наука», 1964. 18 с. (Тезисы докл. на втором совещании по геотермическим исслед. в СССР).

Толстыхин Н. И. Климатическая зональность артезианских вод. — «Зап. Ленинградского горн. ин-та», 1953, т. 29, вып. 2, с. 200—207.

Фролов Н. М. Геотермические условия Молдавской ССР. — В кн.: Сб. статей Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР. М., 1958, с. 42—54.

Фролов Н. М. Подземные воды Западной части Причерноморского артезианского бассейна. М., Изд-во АН СССР. 1961, 115 с. (Тр. Лаб. гидрогеол. проблем. АН СССР. Т. 38).

Фролов Н. М. Температурный режим гелиотермозоны. М., «Недра», 1966. 156 с.

Фролов Н. М. Гидрогеотермия. М., «Недра», 1968. 316 с.

Фролов Н. М., Язвин Л. С. Поиски, разведка и оценка эксплуатационных запасов термальных вод. М., 1969. 176 с. (ВСЕГИНГЕО).

Фролов Н. М. Методические рекомендации по изучению режима температуры подземных вод. М., 1973. 122 с. (ВСЕГИНГЕО).

Фролов Н. М. Гидрогеотермические методы изучения фильтрационных свойств пород зоны аэрации. М., — «Водные ресурсы», 1974, № 1, с. 147—159.

Фролов Н. М. Особенности картирования регионального геотемпературного поля в зоне влияния инсолиации. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 217, № 3, с. 659—662.

Хитаров Н. И. Проблемы развития учения об эндогенных рудных месторождениях. — «Сов. геология», 1973, № 9, с. 3—11.

Череменский Г. А. Геотермия. Л., «Недра», 1972. 271 с.

Шведцов П. Ф. Геотермические условия мезозойско-кайнозойских нефтеносных бассейнов. М., «Наука», 1974. 131 с.

Шкатункин В. Н. Использование метода множественной корреляции для определения температуры «нейтрального слоя». Вопросы изучения и прогноза режима подземных вод, 1973, вып. 65, с. 102—106.

Шульгин А. М. Температурный режим почвы. М., Гидрометеоиздат, 1957. 242 с.

Barbier E., Fanelli M. Overview of geothermal exploration and development in the world. Pisa, Italy. 1973. p. 22.

Birch F. The effects of pleistocene climatic variations upon geothermal gradients Amer. journ. of science., vol. 246, № 12, 1948. pp. 729—760.

Birman J. H. Geothermal Exploration for Ground-water. Reply. Geological Society of America Bulletin, v. 81, № 4, 1970. pp. 617—630.

Bredheof J. D. and Papadopoulos I. S. Rates of vertical ground-water movement estimated from the Earth's thermal profile. Water resources res. Vol. 1. № 2, 1965.

Cartwright K. Temperature prospecting for shallow glacial and alluvial aquifers in Illinois. Illinois state geolog. survey. Urbano. Circular 433, 1968, 44 p.

Frolov N. M. Temperature regime of the upper layers of the earth crust and USSR geothermperature maps. Geothermics. Vol. 2. 1973. pp. 68—72.

Frolov N. M., Vartanian G. S. Types of commercial deposits of thermal underground waters and some views on the assessment of their reserves. United Nations. Simp. on the dev. and utiliz. of Geothermal res. Pisa. 1970. Vol. 2. Part 2. pp. 1167—1174.

Harrison S. S., Clayton L. Effects of ground-water seepage on fluvial processes. Geol. soc. of Amer. bul. v. 81, № 4, 1970.

Kolago C. Frolov N. M. Gidrogeothermija. Рец., Przeglad Geologiczny. Warszawa. № 9. 1969. с. 470—472.

Parsons Myles L. Groundwater thermal regime in a glacial complex. «Water resources research». Vol. 6. № 6, 1970. pp. 1701—1718.

Schoeller H. La temperature des eaux souterraines. Bordeaux. 1949. 181 p.

Schneider R. An Application of Thermometry to the study of Ground Water. Geological survey. Water supply paper, 1544-B, Washington, 1964.

Swartz J. H. Geothermal measurements on Enivetoc and Bikini Atolls. Geol. survey profes. paper, N 260-u. Washington, 1958.

Stallman R. W. Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature. J. Geophys. Res. V. 70, N 12, 1965. pp. 2821—2827.

Suzuki S. Percolation measurements based on heat flow through soil with special reference to paddy fields. J. Geophys. Res. 65 (9). 1960. pp. 2883—2885.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	6
<i>Часть первая</i>	
Общие сведения	
Г л а в а I. Краткий очерк по истории гидрогеотермических исследований	11
Г л а в а II. Источники тепла в недрах Земли и закономерности его передачи	24
1. Источники тепла	24
2. Геотемпературное поле	29
3. Виды теплопередачи	42
4. Термические свойства горных пород	43
<i>Часть вторая</i>	
Закономерности изменения температуры недр Земли в пространстве и во времени	
Г л а в а III. Гармонические колебания температуры на поверхности и их влияние на режим температуры верхних слоев земной коры	46
1. Климатические циклы	46
2. Общие закономерности влияния поверхностных колебаний температуры на режим температуры верхних слоев земной коры	51
3. Соотношение температур воздуха и подстилающих пород	53
Г л а в а IV. Закономерности изменения температуры подземных вод и вмещающих пород во времени и основные типы гидрогеотермического режима	58
1. Режим температуры в районах, сложенных плотными водоупорными породами (закрытый тип гидрогеотермического режима)	60
2. Режим температуры в районах, сложенных хорошо пропицаемыми породами (открытый тип гидрогеотермического режима)	70
3. Режим температуры в районах, сложенных толщами переслаивающихся водонесущих и водоупорных пород (комбинированный тип гидрогеотермического режима)	83
Г л а в а V. Закономерности изменения температуры подземных вод и вмещающих пород в пространстве	92
1. Методы картирования геотемпературного поля	93
2. Региональные закономерности изменения температуры	104
3. Геотермический градиент	109
4. Тепловой поток	111
Г л а в а VI. Гидрогеотермическая зональность	121
1. Гидрофизическая зональность	121
2. Гидрогеотермическая зональность по условиям режима	122
Г л а в а VII. Палеогидрогеотермические реконструкции и прогноз температуры	127
1. Палеогидрогеотермия	127
2. Прогноз температуры	132
<i>Часть третья</i>	
Геотермические методы исследований в гидрогеологии	
Г л а в а VIII. Задачи и принципы организации гидрогеотермических исследований	137
1. Круг научных и прикладных задач в гидрогеологии, решаемых геотермическими методами	137
	279

2. Общие принципы организации и проведения гидрогеотермических работ	140
3. Факторы, определяющие качество термометрической информации	146
4. Эффект температурной поправки в гидрогеологии	154
5. Методы обработки и оценки качества термометрических материалов	158
Г л а в а IX. Термометрическая аппаратура	160
1. Общие сведения	160
2. Типы термометров, их погрешности и тарировка	161
3. Приборы для определения тепловых потоков	170
4. Спуско-подъемное оборудование и приспособления	171
Г л а в а X. Изучение фильтрационных свойств пород зоны аэрации	173
1. Водная часть	173
2. Стадийность и содержание гидрогеотермических исследований	180
3. Результаты исследований на примерах некоторых районов Заволжья, Прибалтики и Краснодарского края	186
4. Некоторые сравнительные данные изучения фильтрационных свойств пород зоны аэрации различными методами	212
5. Об экономической эффективности гидрогеотермических методов	221
Г л а в а XI. Гидрогеотермические исследования в зоне насыщения	223
1. Изучение условий взаимосвязи между поверхностными и подземными водами	223
2. Оконтуривание месторождений и очагов разгрузки подземных вод	233
3. Оценка скорости фильтрации через водоупоры, разделяющие водоносные горизонты	235
4. Оценка некоторых гидрогеодинамических параметров	238
5. Послойное гидрогеодинамическое расчленение	241
6. Исследования в карстовых районах	245
7. Исследования в нефтегазоносных районах	248
8. Решение некоторых задач по данным инфракрасной аэрокосмической съемки	249
<i>Часть четвертая</i>	
<i>Термальные воды</i>	
Г л а в а XII. Закономерности формирования и распространения термальных вод	250
1. Термальные воды — комплексное полезное ископаемое	250
2. Типы месторождений термальных вод и закономерности их формирования	252
3. Поисковые критерии и признаки на термальные воды	260
Г л а в а XIII. Основные принципы и стадийность поисково-разведочных работ	262
1. Общие задачи, методы решения и категории эксплуатационных запасов	262
2. Стадии и этапы поисково-разведочных работ	263
Г л а в а XIV. Методы и содержание исследований при поисково-разведочных работах	266
1. Геолого-гидрогеологическая съемка	266
2. Геофизические методы исследований	267
3. Термометрические исследования	267
4. Теплофизические исследования	267
5. Гидрогеохимические исследования	268
6. Опытные откачки и оценка основных гидрогеодинамических параметров	269
7. Особенности изучения режима термальных вод	270
Г л а в а XV. Особенности методов оценки эксплуатационных запасов термальных вод	271
Список литературы	276