

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ  
МЕТОДЫ  
ИССЛЕДОВАНИЙ  
В ГИДРОГЕОЛОГИИ

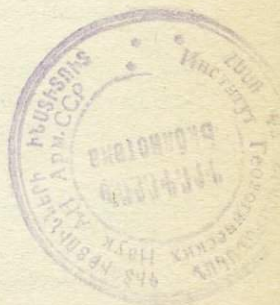
# ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ В ГИДРОГЕОЛОГИИ

Ответственный редактор  
Н. М. ФРОЛОВ

2849



МОСКВА  
«НЕДРА»  
1979



**Геотермические** методы исследований в гидрогеологии. М., Недра, 1979. 285 с.

В книге подводятся итоги исследований в области использования геотермических методов для решения теоретических и прикладных задач гидрогеологии. Рассмотрены теория теплообмена в гидрогеодинамических системах и результаты натурных исследований по изучению пространственно-временных закономерностей распределения температуры в верхних слоях земной коры, методы решения прикладных и теоретических задач в области гидрогеологии, а также термометрическая и теплофизическая аппаратура.

Книга составлена большим коллективом специалистов с учетом последних отечественных и зарубежных материалов. Она представляет интерес для широкого круга ученых и практиков гидрогеологов, геологов и геофизиков.

Табл. 42, ил. 65, список лит. — 279 назв.

Редакционная коллегия:

**Г. В. Богомолов, В. А. Кудрявцев, Г. В. Куликов, В. И. Лялько** (зам. отв. редактора), **Ф. А. Макаренко** (зам. отв. редактора), **М. М. Митник, Г. М. Фельдман, В. М. Фомин, Н. М. Фролов** (отв. редактор), **П. Ф. Швецов, В. Н. Шкатункин** (секретарь)

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Вездесущими и всеобъемлющими в природе процессами являются два — обмен веществом и обмен энергией. В гидрогеологии до недавнего времени развивались (в какой-то степени изолированно) два крупных ее раздела — гидрогеодинамика и гидрогеохимия, предметом изучения которых являются закономерности формирования подземных вод и растворенного в них вещества. Процессы энергообмена, связанные не только с работой, совершаемой движущейся водой, но и с различными физико-химическими процессами и главным образом с теплообменом в системе атмосфера—гидросфера—глубинные слои Земли, оставались долгое время областью, значение которой в гидрогеологии если и не отрицалось полностью, то во всяком случае считалось чем-то второстепенным. Важность комплексного подхода (в том числе и гидрогеотермического) при решении проблем, связанных с изучением верхних слоев земной коры, понимал еще в 1862 г. академик А. Ф. Миддендорф, который в труде, посвященном климату \* (и очевидно поэтому остававшемся до сих пор неизвестным гидрогеологам), писал: «В земных слоях как в огромном цедильном приборе спускается вода всякой температуры в разные глубины и поднимается из различных глубин на такие же различные высоты, перемешивается, а вследствие того изменяется температура земных слоев». Любопытно, что более поздние аналогичные высказывания В. И. Вернадского (1933 г., 1960 г.) также не сразу были восприняты гидрогеологами. Лишь после того как были обнаружены значительные участки с немерзлой хорошо водопроницаемой и водоносной подпочвой, понадобилось понятие о тепло- и водообменных геосистемах (Швецов, 1974 г.), а гидрогеотермия получила свое определение как новая ветвь науки, занимающаяся изучением процессов обмена теплом в гидрогеодинамических системах, закономерностей изменения температуры подземных вод и вмещающих их горных пород в пространстве и во времени, а также разработкой способов решения геолого-гидрогеологических задач методами искусственного и естественного геотемпературных полей (Фролов, 1976).

! Полная характеристика классического состояния материи, как известно, описывается тремя уравнениями: сохранения массы, количества движения и энергии. При анализе реакции гидрогео-

---

\* А. Ф. Миддендорф. Путешествие на север и восток Сибири. Ч. I. Вып. 3. Климат. СПб. 1862. с. 395.

динамической системы на любые внешние воздействия необходимо одновременное решение всех указанных уравнений, что чрезвычайно сложно. Поэтому задача обычно упрощается. В предлагаемой читателю монографии рассмотрены основные процессы, определяющие условия тепло- и массообмена в естественных гидрогеодинамических системах, даны основные аналитические решения дифференциальных уравнений без учета фазовых переходов и с их учетом. Проанализированы также закономерности гидрогеотермических условий на территории СССР в пространстве и во времени по данным натурных и аналитических исследований. Приведены решения, используемые или рекомендуемые для применения при изучении ряда конкретных гидрогеологических вопросов, в том числе с применением вычислительной техники. Другие геотермические методы решения гидрогеологических задач разработаны на базе экспериментальных полевых гидрогеотермических исследований и, в отличие от большинства аналитических методов, прошли апробацию в натурных условиях.

Развитие математического моделирования на базе современной аналоговой и цифровой вычислительной техники открыло широкие возможности в решении сложных задач тепло- и массообмена в горных породах. И хотя до сих пор в этой области знаний остается много слабо разработанных теоретических и методических вопросов, она все же продвинулась настолько далеко, что рассмотреть ее с достаточной полнотой в этой работе не представляется возможным. В связи с этим мы отсылаем читателя к специальным работам, посвященным рассмотрению как способов моделирования в гидрогеологии вообще (Фильчаков, Панчишин, 1961; Дружинин, 1966; Методическое руководство по электрическому моделированию гидрогеологических задач, 1970; Жернов, Шестаков, 1971 и др.), так и моделированию процессов тепло- и массообмена в земной коре (Крашин, 1976; Лялько, 1974 и др.).

Ясно, что гидрогеотермия является таким же важным и необходимым разделом гидрогеологии, как и гидрогеодинамика и гидрогеохимия. Необходимо оперативно сконцентрировать усилия отдельных специалистов в этой области на решении первоочередных задач.

В настоящей монографии приведены прикладные задачи в области гидрогеологии, которые могут решаться геотермическими методами с высоким научным и экономическим эффектом. Она составлена большим коллективом ведущих специалистов страны в этой области, в работе которых большую роль сыграло Первое всесоюзное научно-техническое совещание по геотермическим методам исследований в гидрогеологии, состоявшееся в Москве в мае 1975 г. В дискуссии по девяти генеральным докладам приняли участие представители от 52 организаций Министерства геологии СССР, АН СССР, АН УССР, Министерства высшего и среднего специального образования СССР и других ведомств.

Рекомендуемая читателю монография является практически итогом большого труда не только авторов, указанных в оглавлении, но и огромного коллектива специалистов, активно участвовавших в работе совещания.

Направление, которому посвящена книга, является очень молодым, а публикуемая работа — первой такого рода. Несмотря на возможные недостатки, авторы надеются, что она будет полезной не только для гидрогеологов (ученых и производственников), но и для более широкого круга исследователей смежных наук о Земле (нефтяников, тектонистов и др.).

Авторы монографии выражают глубокую признательность А. В. Долгову, А. П. Герасимову и Г. Н. Гребенюк за большую техническую помощь при подготовке рукописи.

**СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ  
ИССЛЕДОВАНИЙ В ОБЛАСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ  
МЕТОДОВ ГЕОТЕРМИИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ  
ТЕОРЕТИЧЕСКИХ И ПРИКЛАДНЫХ  
ЗАДАЧ ГИДРОГЕОЛОГИИ**

Геотермические методы для решения гидрогеологических задач стали широко применяться с начала тридцатых годов нашего столетия. История их развития связана со всеми направлениями гидрогеотермии, в том числе и с термальными водами, исследование которых начинается по существу с началом их практического использования человеком. Первые достоверные данные о режиме температуры самых верхних слоев земной коры получены в 1847 г. в Кишиневе и в 1873 г. в Петербурге.

Развитие региональных геотермических исследований в СССР связано с именем С. А. Красковского (1928—1956 гг.), который был инициатором организации Геотермической лаборатории при ЦНИГРИ. Им организованы измерения температуры в скважинах Харькова, Москвы, Кривого Рога, Кавказа, Кольского п-ова и др. Кроме региональных и теоретических обобщений в этой лаборатории проводятся экспериментальные исследования по определению теплофизических свойств горных пород, конструированию и изготовлению аппаратуры и т. д.

После организации в 1928 г. промыслово-геофизической службы в Геотермической лаборатории ЦНИГРИ (просуществовавшей до 1934 г.) в СССР геотермические методы начинают внедряться в практику геологоразведочных работ в государственных масштабах. Этому способствовали работы И. М. Губкина (1932 г., 1960 г.) о влиянии температуры на образование нефти и В. И. Вернадского (1933 г.) о роли эндогенного тепла в геологических процессах.

Огромное значение в изучении и использовании термальных вод в СССР имело Первое всесоюзное совещание по геотермическим исследованиям, состоявшееся в Москве в марте 1956 г.

Первыми крупными публикациями в этой области были: «Оценка ресурсов и перспективы использования термальных вод СССР как источника тепла» в двух изданиях (1957 г., 1959 г.), «Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли» (1959 г., т. 1; 1961 г., т. 2) и «Термальные воды СССР и вопросы их тепло-энергетического использования» (1963 г.).

Из первых работ методического характера следует назвать «Термические исследования скважин» (Дахнов, Дьяконов, 1952)

и «Геотермия в нефтяной геологии» (Дьяконов, 1958 г.), которые хотя и ставили более узкие задачи, связанные в основном с термометрическими методами изучения технического состояния скважин преимущественно в нефтяной практике, тем не менее явились первыми сводками по общим вопросам геотермии и сыграли весьма существенную роль в обучении кадров геофизиков, геологов и гидрогеологов методам геотермических исследований. В связи с практическим использованием термальных вод ВСЕГИНГЕО издаются «Методические указания по изучению термальных вод в скважинах» (Фролов, Аверьев, Духин, Любимова, 1964), а также «Поиски, разведка и оценка эксплуатационных запасов термальных вод» (Фролов, Язвин, 1969). Выходит в свет ряд монографий по термальным водам СССР (Богородицкий, 1968 г.; Маврицкий, 1971 г.); публикуется большое число научных статей с описанием термальных вод отдельных районов. При Министерстве газовой промышленности СССР создается управление по использованию глубинного тепла Земли.

Закономерности распределения температуры не только в пространстве, но и во времени на различных этажах стратисферы от «нейтрального слоя» до глубины 2—3 км, схема гидрогеотермической зональности по условиям режима, а также основные типы гидрогеотермического режима описаны впервые Н. М. Фроловым (1966, 1968, 1976). Закономерности распределения температуры в пространстве (в т. ч. по кровле кристаллического основания), методы определения и характер распределения величин теплового потока и геотермического градиента, а также использование значений тепловых параметров как одного из методов уточнения границ при тектоническом районировании описаны в коллективных монографиях «Геотермические исследования» (Любимова и др., 1964 г.), «Тепловой режим недр СССР» (1970), «Гидрогеология, гидрохимия, геотермия геологических структур» (Богомолов и др., 1971 г.). Детальному рассмотрению гидрогеотермических условий отдельных регионов СССР и даже небольших районов посвящен ряд специальных монографий (Дьяконов, 1958 г.; Бабинец, 1961 г.; Фролов, 1961; Кононов, 1965; Дзидзиури, Ониани, Лацабидзе, 1967 г.; Непримеров, Пудовкин, Марков, 1968; Джамалова, 1969 г.; Кутас, Гордиенко, 1971.; Богомолов, Цыбуля, Атрощенко, 1972; Лялько, 1974 и мн. др.). Широкое развитие получают работы в области разработки методов гидрогеотермического картирования. Составляется карта распределения температуры по поверхности кристаллического и складчатого основания территории СССР в масштабе 1 : 5 000 000 (1963—1967 гг.), под общей редакцией Ф. А. Макаренко. Несколько позже тем же коллективом авторов были составлены карта геотермического градиента в верхней части земной коры на территории СССР в масштабе 1 : 10 000 000 и карта тепловых потоков, недостаток которых заключается в том, что параметры вычислялись для несопоставимых интервалов.

Основы картирования термальных вод были заложены в работах А. Н. Огильви (1932 г.), А. М. Овчинникова (1947), Ф. А. Макаренко (1948) и реализованы в карте термальных вод, составленной во ВСЕГИНГЕО для территории СССР в масштабе 1 : 2 500 000.

Методы картирования геотемпературного поля в зоне влияния инсоляции, отличающиеся спецификой и сложностью, разработаны в начале шестидесятих годов (Фролов, 1962) и реализованы в картах «нейтрального слоя», составленных для территории СССР в целом сначала в масштабе 1 : 10 000 000, а затем в масштабе 1 : 7 500 000 и для целого ряда районов в разных масштабах (Фролов, 1964, 1966, 1968, 1976). В последние годы по этой методике составлена также карта геотемпературного поля для европейской части СССР в масштабе 1 : 8 000 000 (Frolov, 1973; Фролов, 1974).

Исследователи, занимающиеся изучением теплофизических свойств горных пород, заимствуют, как правило, технику из других областей знаний, приспособлявая ее для гидрогеотермических целей. Поэтому установить приоритет в этой области чрезвычайно трудно. Наиболее весомый вклад в развитие этого направления в СССР в 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 тарирования занимались позднее Е. А. Любимова, И. М. Кутасов, Ф. В. Фирсов, Н. М. Фролов, А. П. Шушпанов и многие другие. Техника конструирования и эксплуатации электрических термометров сопротивления довольно подробно рассмотрена в специальной брошюре В. В. Паладько (1962 г.). Хотя автор рассматривает указанные вопросы применительно к геокриологическим исследованиям, основные положения работы относятся к технике термометрических исследований в целом.

Большое внимание уделяется разработке методов определения тепловых констант пород как в СССР (Гухман и Михеева, 1931 г.; Кондратьев, 1954; Старикова и Любимова, 1964 г.; Фельдман, 1970—1974 гг.), так и за рубежом (Benfield, 1939; Birch and Naggy, 1940 г. и др.). Разрабатываются также различные конструкции тепломеров (А. Г. Колесников, М. А. Каганов, Ю. Л. Розеншток, Л. И. Семенова, О. А. Герашенко, Р. И. Кутас 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; Череменинский, 1960 г., 1962 г.; Cooper and Jones, 1959 г.; Кутасов, 1964). Кроме теоретических выкладок, изучению этого процесса посвящается ряд экспериментальных исследований (Беляков, 1955 г.; Mullins and Hinsley, 1957 г.; Фролов, 1958, 1965).

Искажающая роль конвекции в скважинах также изучалась и теоретически (Krige, 1939 г.; Ван Остранд, 1949 г.; Van der Merwe, 1951 г.), и экспериментально (Фролов, 1962, 1964). Исследование влияния обсадных труб на естественное распределение температуры в буровых скважинах прошло те же стадии — аналитическую (Guyod, 1946 г.) 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 (ниже  $\pm 0,05^\circ \text{C}$ ).

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

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

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. Впервые наиболее полно обобщил эти материалы 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). К настоящему времени в системе Министерства геологии СССР созданы 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 этого ВСЕГИНГЕО подготовлены специально «Методические рекомендации по изучению режима температуры подземных вод» (Фролов, 1973), которые являются дальнейшим развитием упоминавшихся «Методических указаний по изучению термальных вод в скважинах» (1964).

Специальные наблюдения за режимом температуры начаты в отдельных скважинах Юго-Запада СССР с 1956 г. (Фролов, 1958—1971). В конце 1966 г. по распоряжению Мингео СССР при Гидрорежимной экспедиции впервые создается специальный гидрогеотермический отряд, перед которым была поставлена задача изучения многолетнего режима температуры земной коры в глубоких скважинах (3 км и более). Результаты этих исследований изложены в ряде годовых отчетов экспедиции. Предварительные итоги работ по новой методике на некоторых гидрогеологических станциях частично опубликованы (Сакалаускене, 1968; Шкатулкин, 1973, 1975 г.; Просенков, 1974 г.; Погуляев, 1975 г.).

Следует отметить, что к проблеме многолетнего температурного режима земной коры тесно примыкают вопросы реконструкции палеоклимата по данным глубинных измерений температуры (Birch, 1948 г.; Ingersoll и др., 1954 г.; Тихонов, 1964 и др.), оценки мощности промерзания верхних слоев земной коры (Кудрявцев, 1967; Меламед, 1974) и прогнозу температуры в недрах Земли, чему посвящен ряд опубликованных работ, в основу которых положены преимущественно аналитические данные.

На Втором совещании по геотермическим исследованиям в СССР (1964 г.) наиболее актуальными были следующие направления:

- теоретические и экспериментальные исследования в области изучения термического режима земной коры;
- региональные обобщения о закономерностях распределения температур и тепловых потоков стратисферы, являющейся вмещающим основным теплоносителем 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.

История исследований в области гидрогеотермических методов насчитывает всего несколько десятков лет (Огильви, 1931 г.; Овчинников, 1940, 1946; Макаренко, 1948; Schoeller, 1949 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 статья Ф. А. Макаренко (1948) «О геотермических условиях района Кавказских минеральных вод». Автор широко использовал метод определения термических аномалий на «нейтральном слое», что ранее применялось лишь для отдельных очагов разгрузки, и заложил основы картирования термальных вод.

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 (Bredehoeft, Papadopoulos, 1965; Лялько, Митник, 1968), скорости фильтрации (Suzuki, 1960; Stallman, 1965), скорости восходящего движения вод (Огильви, 1959), скорости фильтрации в водоносных пластах (Shoeller, 1949; Stallman, 1963 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 (Kartwright, 1966, 1968; Birman, 1968), гидрогеодинамическом расчленении разрезов скважин и оценке скорости инфильтрации, изучении фильтрационных свойств пород зоны аэрации (Фролов, 1964, 1970, 1972, 1974) и др. Анализ процессов тепло- и массопереноса в мерзлых горных породах дан Н. С. Ивановым (1969) и Г. М. Фельдманом (1975 г.). Методы расчета тепло- и массопереноса в верхних частях земной коры с применением ЭВМ рассматриваются в работах В. И. Лялько (1971, 1974) и др.

Учитывая актуальность и важность проблемы, ВСЕГИНГЕО совместно с Центральным правлением НТО-Горное и Научным советом АН СССР по геотермическим исследованиям провел в мае 1975 г. Первое всесоюзное научно-техническое совещание по геотермическим методам исследований в гидрогеологии. До начала совещания, в работе которого приняли участие представители 52 организаций АН СССР, Министерства высшего и среднего специального образования СССР и др., были опубликованы тезисы 71 доклада (Научно-техническое совещание ... 1975). Дискуссия проводилась по девяти генеральным докладам, в которых освещены следующие вопросы:

— современное состояние и перспективы исследований в области использования методов геотермии для решения теоретических и прикладных задач гидрогеологии (В. М. Фомин, Н. М. Фролов, Ф. А. Макаренко, Г. В. Богомолов);

— термодинамические процессы в тепло- и водообменных геосистемах и физико-геологические методы в гидрогеологии (П. Ф. Швецов);

— гидрогеотермия сред с фазовыми переходами (В. А. Кудрявцев, В. Г. Меламед, А. Б. Чижов);

— методы моделирования процессов тепло- и массопереноса в земной коре на ЭВМ, АВМ и АЦВК (В. Г. Меламед, В. И. Лялько, И. И. Крашин);

— закономерности изменения температуры во времени и особенности картирования геотемпературных полей в зоне активного водообмена (Н. М. Фролов, В. Н. Димо, Г. М. Фельдман)

— роль подземных вод в формировании геотемпературного поля и методы изучения конвективной составляющей теплового потока (Н. А. Огильви, А. А. Шарбатян, В. И. Кононов, Б. Г. Поляк, Г. М. Сухарев);

— геотермические методы решения прикладных гидрогеологических задач (В. И. Лялько, Н. М. Фролов, М. М. Митник, Ж. С. Сыдыков);

— условия неизотермической фильтрации и методы расчета подземных тепловых котлов (Ю. Д. Дядькин, Ю. М. Парийский, В. А. Падуков, В. М. Максимов, Г. Н. Герасименко);

— аппаратура и методика термометрических и теплофизических исследований в гидрогеотермии (А. И. Марков, Н. Г. Николаева).

По итогам работы совещания было принято решение, которое рассмотрено и одобрено на заседании Президиума центрального правления НТГО (Решение научно-технического совещания по геотермическим методам исследований в гидрогеологии и постановление Президиума центрального правления НТГО по итогам совещания. М. 1975).

Следует отметить огромное влияние специальных теоретических исследований в области изучения тепловой истории Земли на все направления геотермии и гидрогеотермии. 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 на Западе в области геотермии ознаменовалось рядом попыток оценить термический режим Земли в целом как планеты уже с учетом радиогенного тепла (Joly, Jeffreys, 1903 г.; Страт, 1906 г.). В это же время увидела свет фундаментальная монография Г. Карслоу и Д. Егера (1906 г.) «Теплопроводность твердых тел». Для оценки масштабов влияния экзогенных факторов на термический режим Земли привлекаются законы Фурье, на базе которых решаются задачи остывания планеты (Лейн, 1899—1903 гг.; Квенье, 1903 г.). Р. Л. Ингерсолл и О. Д. Зобель (1913—1955 гг.) внедряют геотермические методы в геологию с широким привлечением законов теплофизики, а Шоллер (Schoeller, 1949) вносит большой вклад в гидрогеологию с позиций учения о термике Земли.

Весьма важные идеи высказал В. И. Вернадский. Он обращал внимание на необходимость комплексного учета процессов переноса масс воды и тепла в земной коре, что впоследствии стало предметом специальных исследований целых коллективов. Изучая закономерности движения подземных вод и основываясь на разработанных в Советском Союзе принципах гидрогеодинамической зональности верхних частей подземной гидросферы, советскими гидрогеологами установлены прямые связи зонально-пространственного изменения геотемпературного поля от подвижности и возобновления в круговоротах водных масс в пластовых, трещинных и карстовых системах. Учет этих зависимостей позволил правильно объяснять многие региональные и местные вариации режима температуры и аномалии обводненных систем горных пород. Данные гидрогеодинамической зональности явились осно-

вой для прогноза температуры подземных вод и пород в пространстве и во времени.

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 (Корытникова, 1943). В работах В. Г. Хлопина (1937 г.) и А. Н. Тихонова (1937) оценивается роль радиоактивного тепла в тепловом балансе и тепловой истории Земли; в них показано, что на величину теплового потока не должно оказывать большого влияния допущение о стационарности термического режима Земли и пренебрежение кривизной поверхности Земли.

Позже, на Первом всесоюзном геотермическом совещании наряду с другими вопросами были рассмотрены представления о термическом режиме и тепловой истории Земли как планеты (Дергунов, 1959 г.; Достовалов, 1959 г.; Любимова, 1959 г.). Здесь же была дана первая, хотя и очень грубая оценка роли подземных вод и вулканов в выносе тепла из недр Земли (Люстих, 1959 г.). В дальнейшем к вопросам тепловой истории Земли возвращались неоднократно Б. Ю. Левин, Е. А. Любимова, В. А. Магницкий, С. В. Маева и др.

Темпы научно-технического прогресса в области гидрогеотермии сдерживаются рядом факторов:

— отсутствием научно-исследовательского центра по гидрогеотермии и даже специальных структурных подразделений в головных НИИ в системе как АН СССР, так и МГ СССР;

— слабой координацией научно-исследовательских работ;

— отсутствием специальных журналов и даже разделов по гидрогеотермии в реферативных и других периодических журналах, в связи с чем чрезвычайно затруднена информация об исследованиях в указанной области знаний.

Устранение перечисленных недостатков, дальнейшая разработка теории процессов тепло- и массообмена в естественных гидрогеодинамических системах с применением современной вычислительной техники, а также широкие экспериментальные исследования как в лабораторных, так и в натуральных условиях несомненно позволят получить ключ к решению самых сложных и разнообразных задач в теории и практике гидрогеологических исследований.

Основными направлениями дальнейших исследований, которые будут способствовать более оперативному и эффективному внедрению геотермических методов в область гидрогеологии для решения как теоретических, так и узко прикладных задач, следует считать, по-видимому, следующие:

— моделирование двух- и трехмерного геотемпературного поля земной коры на базе уравнений неустановившегося движения с учетом основных видов теплообмена (конвекция и теплопроводность) и полным набором массива теплофизических и гидро-

геодинамических параметров, а также гаммы основных климатических циклов на поверхности Земли (суточных, годовых, многолетних, многовековых и геологических) с целью установления нижней границы гелиотермозоны в масштабах геологического времени, что имеет важное значение для решения многих теоретических вопросов не только гидрогеологии, но также геологии и геофизики;

— создание универсальной программы расчетов на современных ЭВМ задач пространственного неустановившегося конвективно-кондуктивного переноса тепла в гидрогеодинамических системах;

— дальнейшее совершенствование существующих и разработка новых геотермических методов для решения прикладных задач в области гидрогеологии;

— постановка крупных (наиболее важных) гидрогеологических проблем, в программах которых должно предусматриваться обязательно комплексное применение последних достижений гидрогеодинамики, гидрогеотермии, гидрогеохимии (лабораторных и полевых), а также вычислительной техники на примерах типовых гидрогеодинамических систем;

— создание государственной опорной термометрической сети глубоких наблюдательных скважин (на базе существующих законсервированных скважин) для многолетнего экспериментального изучения режима температуры пород земной коры и насыщающих их подземных вод в натуральных условиях с целью картирования геотемпературных полей на различных этажах стратиферы и разделяющих ее выступах фундамента, а также изучения закономерностей распределения величины тепловых потоков и теплофизических свойств горных пород в плане и по разрезу на территории всей страны;

— разработка методов интерпретации и использования с помощью ЭВМ результатов дистанционной инфракрасной аэрокосмической съемки для гидрогеологических целей;

— подготовка действующего макета прецизионного (точность измерений температуры не ниже  $\pm 0,01^\circ \text{C}$ ) электротермометра для серийного производства, а также срочное изыскание эффективных способов гидроизоляции датчиков температуры (до начала серийного выпуска прецизионной термометрической аппаратуры);

— создание специальных гидрогеотермических подразделений в крупных гидрогеологических научно-исследовательских центрах и оснащение их современным лабораторным оборудованием (для изучения теплофизических свойств горных пород с учетом их количественных и качественных взаимосвязей с подземными водами, комплектования, эталонирования и проверки прецизионной термометрической аппаратуры и др.).

## ОСНОВЫ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЙ В ГИДРОГЕОЛОГИИ

### 1. ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СУЩНОСТЬ ПРОБЛЕМЫ

Физико-геологическая формулировка проблемы вытекает из гидрогеотермического представления А. Ф. Миддендорфа и В. И. Вернадского (приведенного во введении), а также из последовавшего затем эмпирического обобщения, сделанного ведущими советскими геохимиками, литологами и гидрогеологами. Суть этого принципиально важного обобщения заключается в следующем.

Многообразию физико-геологических процессов, вследствие которых развиваются земная кора и рельеф ее поверхности, можно свести к двум ведущим процессам:

1) энергообмен в системах литосфера—почва—атмосфера (и космос) и литосфера—водоем—атмосфера (и космос), а также между различными частями трех составляющих эти системы;

2) массообмен в этих же двух системах, между ними и частями трех составляющих эти системы.

Так как названные системы в принципе не могут быть равновесными, ход и результаты энерго- и массообменных процессов в них определяются сложными соотношениями параметров и функций состояния, выведенными создателями термодинамики необратимых процессов.

Частными и наиболее важными для гидрогеологов видами энерго- и массообмена в земной коре являются тепло- и водообмен; интенсивность и даже направление их определяются рядом геологических и физико-географических условий. Главные из них: 1) литолого-петрографическое (состав, строение и свойства горных пород верхних ярусов литосферы; 2) морфометрическое (положение данного комплекса или формации пород в рельефе и геоструктуре); 3) метеорологическое (баланс тепла и воды в деятельном слое и широтно-полюсной режим погод в годовом и многолетнем периодах).

Чтобы убедиться в значении литолого-петрографического условия для формирования температурного режима почвенно-грунтового комплекса (ПГК) и даже соотношения составляющих теплового баланса деятельного слоя, приведем соответствующие данные по двум участкам одной и той же полосы широт идеально плоской Западно-Сибирской равнины. Омский участок лесостепи с глинистым почвенно-грунтовым комплексом характеризуется нор-

мальным годовым ходом составляющих теплового баланса деятельного слоя (рис. 1); потери на испарение влаги  $LE$  значительно больше конвективной теплоотдачи почвы  $P$  в теплый сезон года. Особенно велика разница между ними в первой половине лета. Такому «нормальному» для данной полосы широт ( $51-54^\circ$  с. ш.) соотношению двух расходных статей теплового баланса деятельного слоя соответствует положительный знак градиента средней годовой температуры в ПГК, «нормального» по своей абсолютной величине.

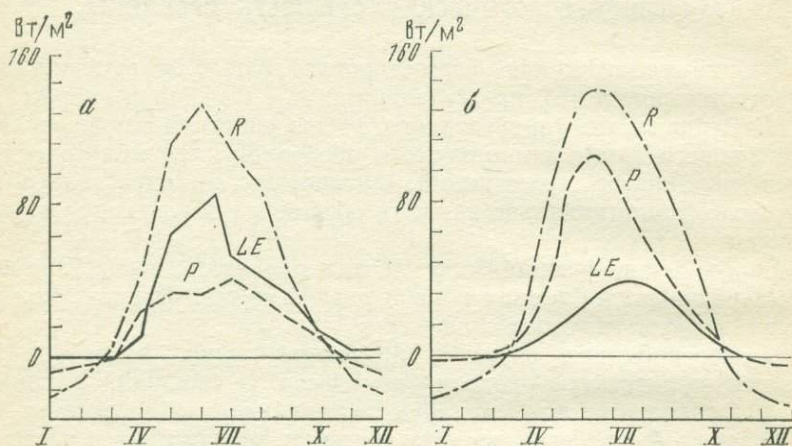


Рис. 1. Годовой ход составляющих теплового баланса в условиях континентального климата умеренных широт (лесостепь).

а — г. Омск ( $51^\circ 15'$  с. ш.  $72^\circ 50'$  в. д.), б — г. Барнаул ( $53^\circ 20'$  с. ш.  $83^\circ 42'$  в. д.)

На Барнаульском же участке с супесчано-песчаным почвенно-грунтовым комплексом все «ненормально»: потери солнечного тепла на испарение меньше конвективной теплопередачи, что хорошо выражено на рис. 1, б; градиент средней годовой температуры ПГК глубже 1,5 м от поверхности отрицателен, т. е. средняя годовая температура подпочвы понижается с увеличением глубины вплоть до уровня грунтовой воды. Это объясняется тем, что уже в конце апреля супесчаная почва начинает впитывать снеговую воду, которая с половины мая просачивается через ненасыщенную зону ПГК к потоку грунтовой воды. Испаряться почти нечему, поэтому потери солнечного тепла на этот процесс аномально малы, даже в жаркие весенне-летние месяцы, и преобладающая часть лучистой энергии, аккумулированной деятельным слоем, уходит (конвективно) в атмосферу. То же самое наблюдается на площадке Павлодарской метеостанции на правом берегу Иртыша южнее Омска, где ПГК представлен, как и на бывшей окраине Барнаула, песчаным аллювием.

Таково значение аazonального литолого-петрографического фактора, выраженного количественным показателем — большим коэф-

2849

фициентом фильтрации почвенно-грунтового комплекса ( $>10^{-4}$  м/сут). Этот фактор не учитывается метеорологами и специалистами по классической геотермике, поскольку объект первых расположен выше, а вторых — ниже яруса земной коры с годовыми теплооборотами. Два приведенных почвенно-грунтовых комплекса представляют собой две существенно различные термодинамические геосистемы. Первую, закрытую (на протяжении малых отрезков времени и в относительном, а не абсолютном понимании) термодинамическую геосистему можно назвать теплообменной геосистемой, а вторую, открытую — тепло- и водообменной геосистемой. К тепло- и водообменным геосистемам относятся все почвенно-грунтовые комплексы и формации пород, коэффициенты фильтрации которых больше  $10^{-4}$  м/сут. Когда этот коэффициент механического переноса водных растворов в водоносных породах и их комплексах оказывается больше 100 м/сут, кондуктивным (молекулярным) переносом тепла можно пренебречь. При решении физико-геологических задач сравнительно малой точности, но верно отражающих инженерно-физическую сущность изучаемых явлений, достаточно учесть основной вид переноса — конвективный. Соответственно сказанному перенос тепла в геосистемах первого рода (закрытых) описывается уравнением теплопроводности Фурье, второго рода — уравнением Фурье—Кирхгофа; для тепло- и водообменных геосистем с коэффициентом фильтрации больше 100 м/сут первым членом правой части уравнения Фурье—Кирхгофа можно пренебречь.

## 2. ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ УСЛОВИЯ ТЕПЛО- И МАССООБМЕНА В ЕСТЕСТВЕННЫХ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ, И ИХ СХЕМАТИЗАЦИЯ

Гидрогеодинамические системы, представляющие собой сложный комплекс водоносных горизонтов, разделенных в той или иной степени слабо проницаемыми толщами пород, и приуроченные к определенной геологической структуре, требуют при своем изучении использования всех современных методов исследований. Как показывают итоги проработки крупных проблем последних лет (например, составление многотомной монографии «Гидрогеология СССР»), глубокое изучение закономерностей формирования подземных вод любой гидрогеодинамической системы уже невозможно при использовании лишь применявшихся до сих пор традиционных в гидрогеологии методов гидрогеодинамики и гидрогеохимии. В последние годы высокую эффективность (научную и экономическую) показали методы гидрогеотермии.

Авторы отдают себе отчет в том, насколько сложны вообще и в гидрогеодинамических системах в особенности процессы обмена энергией и веществом, описываемые лишь в общем виде уравнениями теории тепло- и массообмена. Предстоит несомненно еще весьма сложная, многолетняя работа по изучению и анализу

быстро накапливающихся данных натуральных исследований, в постановке лабораторных и полевых экспериментов, а также в плане дальнейшего развития теории.

На данной стадии исследований можно наметить общие и, как нам кажется, основные вопросы, требующие учета при переходе от работ описательного характера к количественным оценкам процессов. Некоторые из таких вопросов только поставлены и требуют дальнейшего глубокого изучения.

### *Гидрогеодинамические условия и их схематизация*

Как известно, любая гидрогеодинамическая система состоит из двух крупных зон, различающихся по условиям формирования, миграции и нахождения влаги в горных породах. Это верхняя зона аэрации, или зона неполного насыщения, в пределах которой движение влаги меняет свое направление во времени; меняется в пределах этой зоны и процентное содержание влаги. Нижняя зона — зона насыщения — отличается от верхней тем, что все поры пород этой зоны насыщены водой, хотя скорость и направление ее движения также могут изменяться во времени.

Воды зоны насыщения подразделяются по условиям формирования на безнапорные — грунтовые воды и напорные — артезианские воды. В природе зона аэрации и зона насыщения, а также выделяемые в пределах последней безнапорные и напорные воды должны рассматриваться в комплексе, так как они взаимосвязаны, и пренебрежение хотя бы одним из этих видов вод приведет к фрагментарности, которая не позволит воссоздать полную картину формирования и эволюции природных вод земной коры.

Водонапорные гидрогеодинамические системы представляют комплекс безнапорных (грунтовых) и напорных горизонтов подземных вод, разделенных слабо проницаемыми пластами, имеющими сходные черты в условиях питания, движения и разгрузки. Хотя каждый из водоносных горизонтов подземных вод имеет свою область питания и разгрузки, свою пьезометрическую поверхность, тем не менее условия залегания различных водоносных пластов в таких системах в большинстве случаев сходны и характеризуются обычно слабым наклоном. Нередко наблюдаются локальные нарушения условий залегания (складки, сбросы, флексуры). Водоносные горизонты, имеющие гидрогеодинамическую связь, объединяются в водоносные комплексы. Области питания водоносных комплексов зоны интенсивного водообмена обычно приурочены к положительным формам рельефа. В области разгрузки подземные воды могут разгружаться непосредственно на поверхности Земли, в дно поверхностных водоемов (субмаринная разгрузка) или в смежные водоносные комплексы. При глубоком залегании водоносных комплексов, особенно в зонах замедленного и весьма замедленного водообмена, встречаются участки глубокого питания и разгрузки (Карцев, 1972 г.). При этом область раз-

грузки данного водоносного комплекса является областью питания для другого комплекса с меньшим приведенным напором. Таким образом, кроме внешних областей питания и разгрузки могут быть области питания и разгрузки, расположенные внутри бассейна подземных вод, обусловленные переливом вод из смежных комплексов по трещинам, зонам разломов или в местах повышенной проницаемости разделяющих пластов.

Ниже зоны интенсивного водообмена в формировании подземных вод, их питания иногда значительная роль отводится процессам отжатия вод из глин в процессе неотектонических подвижек (Вассоевич, 1958; Ломтадзе, 1959; Шагоянц, 1959; Бабинец, 1960; Мухин, 1965 и др.).

Сейчас можно считать доказанным, что слабопроницаемые пласты, разделяющие водоносные горизонты, не являются абсолютными водоупорами. С. Дэвис и Р. де Уист (1970) отмечают, например, что слабо проницаемый пласт пропускает количество воды, недостаточное для обеспечения дебита отдельных скважин, но его необходимо учитывать при изучении формирования подземных вод. Более того, в настоящее время считается теоретически и практически доказанной гидравлическая связь даже через так называемые водоупоры между водоносными пластами (Мятев, 1948 г.; Гирицкий, 1947; Полубаринова-Кочина, 1952).

Согласно этим представлениям, можно принять, что в хорошо проницаемых водоносных пластах горизонтальная скорость фильтрации больше вертикальной, а в слабо проницаемых пластах вертикальная скорость больше горизонтальной. Это позволяет рассматривать с достаточной степенью достоверности движение в водоносном пласте как плоское, двухмерное в плане, а в слабо проницаемом пласте — как вертикальное одномерное.

Скорости фильтрации в зонах замедленного и весьма замедленного водообмена могут изменяться от метров до миллиметров в год. Подземные воды движутся в направлении падения приведенных напоров по простиранию водоносных пластов, вкрест простираания между смежными водоносными горизонтами по слабопроницаемым пластам, по разломам, а также в уплотняющихся глинистых слабо проницаемых пластах в случае их отжатия к водоносным пластам.

Таким образом, гидрогеодинамическая модель бассейна подземных вод платформенного типа может быть приближенно сведена к схеме движения воды в горизонтальных или слабо наклонных водоносных пластах, которые связаны гидравлически со смежными водоносными горизонтами. В результате гидравлической связи между водоносными горизонтами через слабо проницаемый пласт для рассматриваемого водоносного горизонта происходит перетекание через кровлю и подошву (рассредоточенное питание и разгрузка).

Форма области фильтрации может быть весьма сложной. Весь артезианский бассейн можно представить состоящим из небольших

элементарных участков. Каждый участок состоит из нескольких водоносных и разделяющих их слабо проницаемых пластов. При отсутствии перетекания считается, что на участке происходит фильтрация в водоносном пласте с постоянной скоростью. Следовательно, в общем случае движение подземных вод является пространственным процессом и описывается трехмерным нестационарным уравнением фильтрации. При этом на границах изучаемого района задаются условия, которые учитывают влияние процессов фильтрации на прилегающей территории. Граничные условия рассматриваемого района могут быть представлены:

— водоемом с постоянным напором или напором, который зависит от времени (граничные условия первого рода);

— тектоническими разломами, непроницаемыми для флюидов; водонепроницаемыми глинистыми толщами или полупроницаемыми пластами с переменной во времени скоростью фильтрации (граничные условия второго рода);

— зоной, расположенной перед областью с постоянным напором (например, перед областью питания или морем). В этом случае расход флюида через границу зависит от величины напора на этой границе (граничное условие третьего рода).

Кроме граничных условий необходимо знание распределения напоров во всей области в начальный момент времени (начальные условия).

При решении трехмерных задач встречаются серьезные трудности даже при использовании ЭЦВМ. Это связано с ограниченностью памяти современных машин, их быстродействия и т. д. В связи с этим модель процесса фильтрации приходится упрощать. Фильтрация в гидрогеодинамических системах принимается, например, как двумерная в водоносных горизонтах и как одномерная в слабо проницаемых пластах. Разбивая бассейн подземных вод на элементарные ячейки вдоль ленты тока с постоянными параметрами, гидрогеодинамические условия можно представить следующими схемами: движение воды в слабо проницаемом пласте, движение воды в субгоризонтальном участке водоносного пласта и движение воды в наклонном участке водоносного пласта. Процесс фильтрации внутри элементарной ячейки может описываться одномерным дифференциальным уравнением, допускающим в большинстве случаев аналитическое решение.

### *Гидрогеотермические условия и их схематизация*

Гидрогеотермические условия верхних слоев земной коры определяются видом, характером распределения и интенсивностью источников тепла, процессами теплообмена и краевыми условиями выбранного для изучения участка. Как известно, основными источниками тепла в верхней оболочке земной коры являются экзогенные (в основном тепло Солнца) и эндогенные (главным образом, тепло, выделяющееся при радиоактивном распаде урана, радия, тория, калия).

В гидрогеодинамических системах, состоящих из переслаивающихся водоносных и водоупорных пород, тепло передается в водоупорных породах в основном молекулярной теплопроводностью, а в водоносных, кроме того, и конвективным путем с движущимися подземными водами. Соотношение между этими видами теплообмена зависит главным образом от скорости фильтрации подземных вод, так как наличие воды (само по себе) еще не свидетельствует об участии в теплообмене механизма конвективной теплопередачи. На характер распределения температуры в верхних частях земной коры оказывают влияние климатические и палеоклиматические условия, характер растительности и форма рельефа, теплофизические свойства горных пород, содержание в них радиоактивных элементов и т. д. Изучению роли перечисленных факторов в формировании геотемпературных полей уделяли внимание многие исследователи.

Результаты наблюдений за естественным режимом температуры верхних слоев земной коры в многочисленных скважинах наблюдательной сети ГУГМС СССР, гидрогеологических станций и режимных партий МИНГЕО СССР, а также на специальных опорных пунктах ВСЕГИНГЕО позволили в последнее десятилетие с полной очевидностью установить следующее (Фролов, 1962—1976)\*:

— масштабы влияния циклических изменений температуры на поверхности земли зависят от геолого-гидрогеологических факторов, в связи с чем выделено три основных типа гидрогеотермического режима — закрытый, открытый и комбинированный;

— только в условиях закрытого гидрогеотермического режима в районах, сложенных водоупорными и слабо проницаемыми породами, влияние суточных и годовых изменений температуры не выходит практически за пределы 0,8—1,2 м и 15—30 м соответственно (точность измерений  $\pm 0,01^\circ \text{C}$ ), т. е. совпадает с установившимися взглядами и приводимыми обычно в литературе данными;

— в условиях открытого и комбинированного типов гидрогеотермического режима мощность слоев суточных и годовых переменных температур в зависимости от скорости инфильтрации (в условиях активного водообмена) может достигать десятков и сотен метров;

— в масштабах многолетних и многовековых климатических изменений температуры на поверхности земли при наличии соответствующих скоростей инфильтрации мощность зоны переменных температур в гидрогеодинамических системах может совпадать с глубиной залегания кристаллического фундамента.

Влияние рельефа с глубиной уменьшается, и на глубине, в пять раз превышающей максимальную разницу в высотах, оно практически не ощутимо. В горных районах, по данным Р. И. Ку-

\* См. главу III.

таса, на глубине 100 м искажение градиента температуры вследствие влияния рельефа может достигать лишь 3—6%. Градиент температуры объективно отражает результат ее распределения под влиянием не только 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 г.; Ingersoll, Zobell, 1954 г.; Тихонов, 1964 и др.).

Следует добавить, что с глубиной влияние одиночных климатических циклов (проникающих в недра вследствие молекулярной теплопроводности пород) убывает быстро. Например, если на глубине 200 м относительное изменение градиента температуры под влиянием понижения температуры воздуха, вызвавшего оледенение, закончившееся 10 тыс. лет назад, равно 9—17%, то на глубине 1500 м это изменение падает до 1% (Любимова, 1968). В этих расчетах не учитывается возможность конвективного теплообмена, масштабы которого могут на порядки превосходить роль молекулярного теплообмена. Не анализируются также и возможные результаты наложения друг на друга многократно повторяющихся климатических циклов различной длины — от нескольких лет до 200—300 млн. лет.

Останавливаться на роли других факторов в этом разделе мы не будем, так как одни из них, например растительность, оказывают ничтожное влияние на режим температуры пород и подземных вод уже на глубине первых десятков метров, а другие, такие, как теплофизические свойства горных пород, заслуживают специального рассмотрения (см. раздел «Параметры»).

Следует отметить, что поскольку целью нашей работы является рассмотрение методов геотермии для решения гидрогеологических задач, а глубина распространения водоносных горизонтов ориентировочно чрезвычайно редко выходит за пределы 5—10 км, то влиянием подкоровых процессов в энергетике верхних слоев земной коры также можно пренебречь.

До настоящего времени нет полной ясности и в оценках удельного веса отдельных источников и стоков тепла (энергия тектонических процессов, замедление вращения Земли и др.) в термиче-

ском режиме земной коры. Даже средняя величина удельного теплового потока для континентов с одной стороны и дна океанов — с другой, периодически подвергается пересмотру. Тем не менее до сих пор не получено достаточно убедительных данных, которые позволили бы отказаться от принимавшейся ранее величины теплового потока из недр Земли ( $1,2 \cdot 41,9$  мВт/м<sup>2</sup>) в качестве средней как для континентов, так и для дна океанов. Вместе с тем при детальном исследовании в верхних частях земной коры необходимо учитывать неоднородность величины удельного теплового потока не только в плане, но и по разрезу. В результате многочисленных натурных исследований установлено, например, повсеместно низкое значение удельного теплового потока (молекулярного) в пределах докембрийских кристаллических щитов ( $0,9 \cdot 41,9$  мВт/м<sup>2</sup>) и достаточно высокое ( $2,2 \times 41,9$  мВт/м<sup>2</sup>) в областях недавнего и современного вулканизма. Неоднородна величина молекулярного теплового потока и по разрезу. Причем она может не только увеличиваться с глубиной, но и уменьшаться (Швецов, 1974 и др.).

Полного единства взглядов на величину и природу суммарного теплового потока, а также его составных частей (молекулярного, конвективного) в верхних слоях земной коры в настоящее время нет. С точки зрения поставленной перед нами задачи важно отметить, что тепловой поток почти повсеместно направлен из недр Земли к ее поверхности. Исключением является слой годовых теплооборотов, а ниже «нейтрального слоя» — океанические острова и отдельные участки области многолетней мерзлоты, где сильно сказывается влияние процессов инсоляции. В целом можно принять, что тепловой поток в общем направлен к поверхности Земли, а величина его по вертикали и в плане для тектонически однородного района сохраняется неизменной. При детальном гидрогеотермическом исследовании необходимо учитывать также генерацию тепла в самой вскрытой толще. Особенно важно это в том случае, когда в толще пород происходят какие-либо процессы с поглощением или выделением тепла (например, в местах скопления нефти и газа, сульфидных и радиоактивных руд). Эти процессы могут заметно изменять величину теплового потока и являются физической основой для разработки методов разведки месторождений таких полезных ископаемых по геотермическим данным.

### *Общая схема тепло- и массообмена в естественных гидрогеодинамических системах*

Учитывая изложенное выше, напомним, что в верхних слоях земной коры тепло передается с движущимися подземными водами и молекулярным путем (без перемещения массы вещества). Теплоперенос посредством теплопроводности осуществляется повсеместно при наличии градиента температуры, а перенос тепла кон-

векцией может осуществляться и в изотермических условиях, но при обязательном движении массы воды.

Принимая условия мгновенного выравнивания температуры между скелетом породы и фильтрующей жидкостью (Чарный, 1953, 1963), незначительности температурных изменений объемов, тепловых свойств жидкости и скелета породы, незначительности тепловых эффектов перераспределения давлений, уравнение теплопереноса для изотропной среды можно записать в следующем виде (Карслоу, Егер, 1964; Stallman, 1963; Магницкий, 1965):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \lambda \frac{\partial t}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \lambda \frac{\partial t}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial t}{\partial z} \right) - \rho_0 c_0 v_x \frac{\partial t}{\partial x} - \rho_0 c_0 v_y \frac{\partial t}{\partial y} - \rho_0 c_0 v_z \frac{\partial t}{\partial z} + \omega(x, y, z, \tau) = \rho c \frac{\partial t}{\partial \tau}, \quad (II.1)$$

где

- $t$  — температура;
- $x, y, z$  — пространственные координаты;
- $\tau$  — время;
- $\lambda$  — коэффициент теплопроводности водонасыщенной породы;
- $v_x, v_y, v_z$  — проекции скорости фильтрации на координатные оси;
- $\rho_0 c_0$  и  $\rho c$  — плотность и теплоемкость воды и водонасыщенной породы соответственно;

$\omega(x, y, z, \tau)$  — интенсивность источников тепла.

Дифференциальное уравнение, описывающее конкретный процесс теплопереноса, решается однозначно, если известно, что происходит на границах исследуемой области. Информация о процессах теплообмена на границе области задается в виде граничных условий и отражает влияние сопредельных районов. При неустановившемся режиме граничные условия задаются на всем изучаемом интервале времени, а в начальный момент должно задаваться распределение температуры во всей области (начальные условия), что позволяет учесть особенности процесса до начала исследования. Рассматриваемая область в большинстве случаев может быть ограничена:

— зоной с известным распределением температуры (поверхность земли, крупный водоем — граничные условия первого рода);

— зоной с известной величиной теплового потока (граничные условия второго рода);

— зоной, в пределах которой тепловой поток через границу пропорционален разности температур на границе и в окружающей среде. Например, поверхность Земли с учетом теплоотдачи в воздух (граничные условия третьего рода).

В соответствии с принятыми допущениями полагаем, что генерацией тепла внутри рассматриваемого интервала глубин можно пренебречь. При этом региональные процессы теплопереноса

представим как двухмерные в водоносном горизонте с теплообменом через кровлю и подошву. В естественных условиях эти процессы рассматриваются как стационарные, а при действии возмущающих факторов — как нестационарные. Для оценки теплопереноса внутри однородных участков, характеризующихся постоянной скоростью фильтрации, рассматриваются более простые схемы процесса теплопереноса:

— в слабопроницаемом пласте, направление движения воды и теплового потока совпадают в вертикальном направлении;

— в горизонтальном водоносном пласте с водонепроницаемой кровлей и подошвой, в водоупорах, расположенных сверху и снизу пласта, осуществляется только кондукцией (в вертикальном направлении), в водоносном пласте — кондукцией и конвекцией (в горизонтальном направлении);

— в горизонтальном водоносном пласте со слабо проницаемыми породами кровли и подошвы, осуществляется в водоносном пласте главным образом конвекцией (в горизонтальном направлении), в перекрывающих и подстилающих породах кондукцией и конвекцией (в вертикальном направлении);

— в наклонном водоносном пласте, который перекрывается и подстилается водоупорными породами, осуществляется кондукцией и конвекцией (вдоль пласта), а в водоупорах — только кондукцией (в вертикальном направлении).

### 3. АНАЛИТИЧЕСКИЕ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ТЕПЛОБМЕНА

#### *Решение задач без учета фазовых переходов*

Перенос тепла в водонапорных системах, как указывалось выше, может быть описан следующим уравнением (Рубинштейн, 1948; Чарный, 1953; Stallman, 1963; Карслоу, Егер, 1964):

$$\frac{\partial}{\partial x}(q_x) + \frac{\partial}{\partial y}(q_y) + \frac{\partial}{\partial z}(q_z) + w(x, y, z, \tau) = \rho c \frac{\partial t}{\partial \tau}, \quad (\text{II.2})$$

$$q_x = -\lambda \frac{\partial t}{\partial x} + \rho_0 c_0 t v_x,$$

$$q_y = -\lambda \frac{\partial t}{\partial y} + \rho_0 c_0 t v_y, \quad (\text{II.3})$$

$$q_z = -\lambda \frac{\partial t}{\partial z} + \rho_0 c_0 t v_z,$$

где  $q_x, q_y, q_z$  — проекции теплового потока на оси координат;  
 $\lambda$  — коэффициент теплопроводности водонасыщенной породы;

$t$  — температура;

$\tau$  — время;

$v_x, v_y, v_z$  — проекции скорости фильтрации флюида на оси координат;

$\omega$  — интенсивность источников тепла;

$c_0\rho_0$  и  $c\rho$  — удельная теплоемкость и плотность соответственно жидкости и горной породы.

При этом допускается, что коэффициент межфазного теплообмена бесконечно велик (температуры скелета породы и жидкости равны), тепловые эффекты перераспределения пластовых давлений пренебрежимо малы, а протекающие процессы не сопровождаются изменением фазовых состояний.

Для решения уравнений (II.2 и II.3) необходимо знать распределение скоростей фильтрации. Для этого приведенные выражения следует дополнить уравнениями фильтрации (Бочевер и др., 1971; Бэр и др., 1971):

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(k\frac{\partial H}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(k\frac{\partial H}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(k\frac{\partial H}{\partial z}\right) + \varepsilon = \beta\frac{\partial H}{\partial \tau}, \quad (II.4)$$

$$v_x = -k\frac{\partial H}{\partial x},$$

$$v_y = -k\frac{\partial H}{\partial y}, \quad (II.5)$$

$$v_z = -k\frac{\partial H}{\partial z},$$

где  $k$  — коэффициент фильтрации;

$H$  — приведенный напор;

$\varepsilon$  — интенсивность источников жидкости;

$\beta$  — коэффициент упругоемости водонасыщенных пород.

Конкретные особенности задачи, обеспечивающие однозначность решения, учитываются краевыми условиями, которые накладывают дополнительные ограничения на искомую функцию  $H$  или  $t\sqrt{\varphi}$ :

граничные условия первого рода

$$\varphi_L = f_1(\tau), \quad \tau > 0;$$

граничные условия второго рода

$$\frac{\partial \varphi}{\partial n} \Big|_L = f_2(\tau), \quad \tau > 0;$$

граничные условия третьего рода

$$\left(\alpha\varphi + \beta\frac{\partial \varphi}{\partial n}\right)_L = f_3(\tau), \quad \tau > 0;$$

начальные условия

$$\varphi(x, y, z, 0) = f_4(x, y, z), \quad \tau = 0.$$

Здесь  $L$  — граница области;

$n$  — нормаль к границе.

Решение сводится к нахождению функции  $\phi$ , которая удовлетворяет приведенным условиям.

Задачу теплопереноса в водонапорных пластовых системах можно значительно упростить, если учесть их гидродинамические особенности. В соответствии с проведенной выше схематизацией принимаем, что процесс, происходящий в водоносном пласте, можно рассматривать как двухмерный, пренебрегая изменением температуры по высоте внутри пласта. Теплоперенос в слабопроницаемых породах, ограничивающих водоносные горизонты, считается кондуктивным. Тогда система уравнений (II.2—II.5) может быть представлена в таком виде:

теплоперенос в водоупорных породах, ограничивающих водоносный пласт,

$$\frac{\partial}{\partial x}(\lambda_i \frac{\partial t}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(\lambda_i \frac{\partial t}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z}(\lambda_i \frac{\partial t}{\partial z}) = \rho_i c_i \frac{\partial t}{\partial \tau}, \quad (II.6)$$

при  $i = 1$  рассматриваются перекрывающие породы,  
при  $i = 2$  — подстилающие;

теплоперенос в водоносном пласте

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x}(\lambda m \frac{\partial t}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(\lambda m \frac{\partial t}{\partial y}) - \frac{\partial}{\partial x}(m \rho_0 c_0 v_x t) - \\ - \frac{\partial}{\partial y}(m \rho_0 c_0 v_y t) + q_{z1} - q_{z2} = m \rho c \frac{\partial t}{\partial \tau}, \end{aligned} \quad (II.7)$$

где  $q_{z1}$  и  $q_{z2}$  — тепловые потоки через кровлю и подошву пласта.

Уравнение фильтрации для двухмерного случая записывается в виде (Щелкачев, Лапук, 1949):

$$\frac{\partial}{\partial x}(T \frac{\partial H}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(T \frac{\partial H}{\partial y}) - (v_{z1} - v_{z2}) + \varepsilon m = \beta m \frac{\partial H}{\partial \tau}, \quad (II.8)$$

где  $v_{z1}$  и  $v_{z2}$  — скорость фильтрации через кровлю и подошву пласта;

$T = K m$  — коэффициент водопроводимости;

$m$  — мощность пласта.

Уравнение (II.7) можно записать как

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x}(\lambda m \frac{\partial t}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(\lambda m \frac{\partial t}{\partial y}) - \rho_0 c_0 m [v_x \frac{\partial t}{\partial x} + v_y \frac{\partial t}{\partial y}] - \\ - \rho_0 c_0 m t [\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y}] = \rho c m \frac{\partial t}{\partial \tau}. \end{aligned} \quad (II.9)$$

При условии несжимаемости жидкости и горных пород и отсутствии перетекания через кровлю и подошву уравнение (II.9) упрощается

$$\frac{\partial}{\partial x}(\lambda m \frac{\partial t}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(\lambda m \frac{\partial t}{\partial y}) - \rho_0 c_0 m (v_x \frac{\partial t}{\partial x} + v_y \frac{\partial t}{\partial y}) = \rho c m \frac{\partial t}{\partial \tau} \quad (II.10)$$

В случае упругого режима уравнение (II.9) с учетом уравнения (II.8) можно записать

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \lambda m \frac{\partial t}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \lambda m \frac{\partial t}{\partial y} \right) + \rho_0 c_0 m \left( v_x \frac{\partial t}{\partial x} + v_y \frac{\partial t}{\partial y} \right) - \rho_0 c_0 t \left( \beta m \frac{\partial H}{\partial \tau} - v_{z1} + v_{z2} - m\varepsilon \right) + q_{z1} - q_{z2} = \rho c m \frac{\partial t}{\partial \tau}. \quad (\text{II.11})$$

На границе водоносного пласта и водоупорных пород задаются условия неразрывности температурного поля и теплового потока. Система уравнений (II.6—II.8) с краевыми условиями, которые определяются при постановке конкретной задачи, представляет математическую модель процесса нестационарного теплопереноса в пластовой водонапорной системе. Эта модель отражает влияние изменяющихся гидродинамических условий на формирование геотермического режима.

Если теплообмен между водоносным пластом и слабопроницаемыми толщами учесть с помощью членов, характеризующих тепловой поток через кровлю и подошву ( $q_{z1}$  и  $q_{z2}$ ), то распределение температур в водоносном пласте может быть получено решением системы уравнений (II.8 и II.11).

При известном установившемся распределении скоростей фильтрации задача сводится к решению уравнений (II.6 и II.12). Задача в большой степени упрощается, если принять следующие допущения:

- водоносный пласт однородный, постоянной мощности, залегает бесконечно глубоко;
- теплофизические свойства пород, покрывающих и подстилающих пласт, одинаковы;
- скорость фильтрации постоянна и процесс теплопереноса может рассматриваться как одномерный.

Пусть водоносный пласт мощностью  $m$  ограничен плоскостями  $z = \pm \frac{m}{2}$ . Тогда в связи с допущением о совпадении теплофизических характеристик пород, подстилающих и перекрывающих водоносный пласт, температурное поле будет симметрично относительно середины пласта. Х. А. Ловерь (1955 г.) рассмотрел следующую расчетную схему: породы, окружающие пласт, имеют конечную теплопроводность в вертикальном направлении и не проводят тепло в горизонтальной плоскости. Теплопроводность водоносного пласта по вертикали бесконечно велика, вследствие чего температура пласта не меняется по высоте и равна нулю в горизонтальной плоскости. Процесс теплопереноса в этом случае описывается системой уравнений

$$\lambda_1 \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} = \rho_1 c_1 \frac{\partial t}{\partial \tau}; \quad \frac{m}{2} < |z| < \infty; \quad 0 < x < \infty; \quad \tau > 0; \quad (\text{II.12})$$

$$-\rho_0 c_0 m v_x \frac{\partial t}{\partial x} + \lambda_1 \frac{\partial t}{\partial \tau} = \rho c m \frac{\partial t}{\partial \tau}; \quad |z| < \frac{m}{2}; \quad 0 < x < \infty; \quad \tau > 0. \quad (\text{II.13})$$

Н. А. Авдонин (1964) рассмотрел схему процесса теплопереноса, которая отличается от схемы Ловерье тем, что в ней учитывается кондуктивный теплоперенос в водоносном пласте по горизонтали, т. е. теплопроводность пласта в горизонтальном направлении имеет конечное значение. В этом случае вместо уравнения (II.13) должно рассматриваться уравнение

$$\lambda m \frac{\partial^2 t}{\partial x^2} - \rho_0 c_0 m v_x \frac{\partial t}{\partial x} + \lambda_1 \frac{\partial t}{\partial x} = \rho c m \frac{\partial t}{\partial \tau}. \quad (\text{II.14})$$

Распределение температуры только в водоносном пласте может быть получено путем решения уравнения типа:

$$\lambda m \frac{\partial^2 t}{\partial x^2} - \rho_0 c_0 m v_x \frac{\partial t}{\partial x} + q_z + \omega(x, \tau) = \rho c m \frac{\partial t}{\partial \tau}. \quad (\text{II.15})$$

В этом случае  $q_z$  учитывает теплообмен водоносного пласта с окружающими породами. Если движение жидкости в пласте определяется работающей скважиной, а течение является осесимметричным, уравнение теплопереноса проще записать в цилиндрических координатах. Тогда вместо уравнений (II.6 и II.10) запишем (Шейнман, Малофеев, Сергеев, 1968):

$$\lambda_1 \frac{\partial^2 t}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial t}{\partial r} + \lambda_1 \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} = \rho_1 c_1 \frac{\partial t}{\partial \tau}, \quad 0 < r < \infty, \quad \frac{m}{2} < |z| < \infty \quad (\text{II.16})$$

$$\frac{\partial^2 t}{\partial r^2} + \left(1 - \frac{g \rho_0 c_0}{2 \pi m \lambda}\right) \frac{1}{r} \frac{\partial t}{\partial r} + \frac{q_z}{\lambda m} = \frac{\rho c}{\lambda} \frac{\partial t}{\partial \tau}, \quad r_c < r < \infty, \quad |z| < \frac{m}{2}, \quad (\text{II.17})$$

где  $q_z = -\lambda_1 \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z=\frac{m}{2}}$  — тепловой поток через кровлю и подошву водоносного пласта;  
 $g$  — дебит скважины.

Для условий схемы Ловерье система уравнений (II.16 и II.17) принимает вид

$$\lambda_1 \frac{\partial^2 t}{\partial r^2} = \rho_1 c_1 \frac{\partial t}{\partial \tau}, \quad 0 < r < \infty, \quad \frac{m}{2} < |z| < \infty \quad (\text{II.18})$$

$$\frac{g \rho_0 c_0}{2 \pi m} \frac{1}{r} \frac{\partial t}{\partial r} + q_z = \rho c \frac{\partial t}{\partial \tau}, \quad r_c < r < \infty, \quad |z| < \frac{m}{2}. \quad (\text{II.19})$$

Расчетная схема Авдонина («неполная схема сосредоточенной емкости») отличается тем, что вместо уравнения (II.19) используется уравнение, учитывающее кондукцию в водоносном пласте (II.17).

Процессы теплопереноса, протекающие в естественных условиях, приближенно могут считаться установившимися. Распределение температуры в пласте зависит от температуры смежных

пластов или поверхности земли. Здесь допущение о бесконечно глубоком залегании пласта слишком грубо. Поэтому в разделе о стационарных задачах рассматривается схема с учетом этих положений. Большинство известных работ по аналитическому решению нестационарной задачи теплопереноса посвящено исследованию кондуктивных процессов (Гребер, Эрк, 1936; Карслоу, Егер, 1964; Лыков, 1967 и др.). Задача теплопереноса с учетом конвекции исследована в меньшей степени, и аналитические решения получены для некоторых упрощенных расчетных схем (Шейнман, Малофеев, Сергеев, 1968; Рубинштейн, 1972).

В настоящем разделе приводятся некоторые аналитические решения, которые могут быть использованы при исследовании процессов теплопереноса подземными флюидами. Если теплообмен пласта с окружающими породами можно считать независимым от координат и времени, то

$$\frac{1}{m} (q_{z1} - q_{z2}) = q; \quad W(x, y, \tau) = 0$$

и решение уравнения при краевых условиях

$$t = t_0 + px, \quad x > 0, \quad \tau = 0,$$

$$t = t_1 + b\tau, \quad x = 0, \quad \tau > 0$$

имеет вид (Карслоу, Егер, 1964)

$$\begin{aligned} t = t_0 + px + \frac{aq\tau}{\lambda} - pV\tau + \frac{1}{2} (t_1 + t_0) \left\{ \operatorname{erfc} \left( \frac{x - V\tau}{2\sqrt{a\tau}} \right) + \right. \\ \left. + e^{\frac{Vx}{a}} \operatorname{erfc} \left( \frac{x + V\tau}{2\sqrt{a\tau}} \right) \right\} + \frac{1}{2V} \left( b + pV - \frac{aq}{\lambda} \right) \times \\ \times \left\{ (x + V\tau) e^{\frac{Vx}{a}} \operatorname{erfc} \left( \frac{x + V\tau}{2\sqrt{a\tau}} \right) + (V\tau - x) \operatorname{erfc} \left( \frac{x - V\tau}{2\sqrt{a\tau}} \right) \right\}, \quad (\text{II.20}) \end{aligned}$$

где

$$a = \frac{\lambda}{\rho c};$$

$$V = \frac{\rho_0 c_0}{\rho c} v.$$

Линейная зависимость температуры в нулевой момент времени от координат имеет место в вертикальном разрезе верхних частей земной коры.

Если начальная температура изолированного пласта постоянна

$$t = t_0, \quad x > 0, \quad \tau = 0,$$

а на границе кондуктивный тепловой поток зависит от температуры

$$\frac{\partial t}{\partial x} - \beta t = 0; \quad x = 0; \quad \tau > 0,$$

то решение может быть представлено в следующем виде:

$$t = t_0 + \frac{1}{2} t_0 \left\{ \operatorname{erfc} \left( \frac{x - V\tau}{2\sqrt{a\tau}} \right) + \frac{a\beta}{a\beta - V} e^{Vx/a} \operatorname{erfc} \left( \frac{x + V\tau}{2\sqrt{a\tau}} \right) \right\} + \\ + \frac{t_0 (2a\beta - V)}{2(a\beta - V)} e^{[\beta x - \beta\tau(V - a\beta)]} \operatorname{erfc} \left( \frac{x + (2a\beta - V)\tau}{2\sqrt{a\tau}} \right). \quad (\text{II.21})$$

Если на границе теплоизолированного пласта  $x = 0$ , температура меняется по закону  $t = t_0 \cos(\omega\tau + \theta)$ , то установившееся решение, ограниченное при  $x \rightarrow \infty$ , может быть получено в виде:

$$t = t_0 \exp \left\{ \frac{Vx}{2a} - x \sqrt{\left( \frac{V}{2a} \right)^4 + \left( \frac{\omega}{a} \right)^2} \cos \varphi \right\} \times \\ \times \cos \left\{ \omega\tau - x \sqrt{\left( \frac{V}{2a} \right)^4 + \left( \frac{\omega}{a} \right)^2} \sin \left( \frac{\varphi}{2} \right) + \theta \right\}, \quad (\text{II.22})$$

где

$$\varphi = \operatorname{arctg} \frac{4\omega a}{V^2}.$$

В случае радиального течения в теплоизолированном пласте, что имеет место при работе скважины, процесс теплопереноса описывается уравнением (II.17). Решение его при нулевой начальной температуре и граничном условии  $t = t_0$ ,  $r = b$  может быть записано так:

$$t = t_0 + \frac{2t_0}{\pi} \left( \frac{r}{b} \right)^v \int_0^\infty \frac{e^{-av^2\tau} [i_v(Vr) Y_v(Vb) - Y_v(Vr) i_v(Vb)] dV}{V [i_v^2(Vb) - Y_v^2(Vb)]}, \quad (\text{II.23})$$

где

$$v = \frac{g}{4\pi ma};$$

$i_v$ ,  $Y_v$  — функции Бесселя первого и второго рода соответственно.

В ограниченном участке водоносного пласта  $0 < x < l$  с нулевой начальной температурой  $t = 0$ ,  $\tau = 0$  на границе с окружающими породами, имеющими нулевую температуру, происходит теплообмен (коэффициент теплообмена  $\alpha$ ). Тепловой поток через единицу площади кровли и подошвы пласта равен

$$q_z = \alpha t, \quad (\text{II.24})$$

граничные условия

$$t = 0, \quad x = 0,$$

$$t = t_1, \quad x = l.$$

Тогда решение уравнения (II.15) с учетом (II.24) имеет вид (Карслоу, Егер, 1964):

$$t = t_1 \frac{\operatorname{sh} \left[ \frac{x(V^2 + 4av)^{1/2}}{2a} \right]}{\operatorname{sh} \left[ \frac{l(V^2 + 4av)^{1/2}}{2a} \right]} \exp \left[ \frac{V(x-l)}{2a} \right] + 2t_1 \frac{\pi}{l^2} \exp \left[ \frac{V(x-l)}{2a} \right] \times \\ \times \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^n n \sin \left( n\pi \frac{x}{l} \right)}{\frac{v}{a} + \left( \frac{V}{2a} \right)^2 + \left( \frac{n\pi}{l} \right)^2} \exp \left\{ - \left[ v + \frac{V}{4a} + \frac{an^2\pi^2}{l^2} \right] \tau \right\}, \quad (\text{II.25})$$

где

$$v = \frac{\alpha}{\rho cm}.$$

Когда тепловой поток через кровлю и подошву может быть выражен соотношением

$$q_z = -\alpha t + A$$

и краевые условия имеют вид

$$\begin{aligned} t &= t_0, & x &> 0, & \tau &= 0, \\ t &= t_1, & x &= 0, & \tau &> 0, \end{aligned}$$

получено решение З. М. Шпортюк (1975):

$$\begin{aligned} t &= \left( t_0 - \frac{A}{\alpha} \right) \exp \left( - \frac{\alpha \tau}{\rho cm} \right) \left\{ 1 - \frac{1}{2} \left[ \exp \left( - \frac{Vx}{2\lambda} \right) \times \right. \right. \\ &\times \operatorname{erfc} \left( \frac{x}{2\sqrt{a\tau}} - \frac{V}{2\lambda} \sqrt{a\tau} \right) + \operatorname{erfc} \left( \frac{x}{2\sqrt{a\tau}} + \frac{V}{2\lambda} \sqrt{a\tau} \right) \left. \right\} + \\ &+ \frac{A}{\alpha} + \frac{1}{2} \left( t_1 - \frac{A}{\alpha} \right) \left\{ \exp \left[ \left( - \frac{V}{2\lambda} - \sqrt{\frac{V^2}{4\lambda^2} + \frac{\alpha}{\lambda}} \right) x \right] \times \right. \\ &\times \operatorname{erfc} \left( \frac{x}{2\sqrt{a\tau}} - \sqrt{\left( \frac{V^2}{4\lambda^2} + \frac{\alpha}{\lambda} \right) a\tau} \right) + \exp \left[ \left( - \frac{V}{2\lambda} + \right. \right. \\ &\left. \left. + \sqrt{\frac{V^2}{4\lambda^2} + \frac{\alpha}{\lambda}} \right) x \right] \operatorname{erfc} \left( \frac{x}{2\sqrt{a\tau}} + \sqrt{\left( \frac{V^2}{4\lambda^2} + \frac{\alpha}{\lambda} \right) a\tau} \right) \right\}. \quad (\text{II.26}) \end{aligned}$$

Решение подобной задачи для краевых условий

$$\begin{aligned} \frac{\partial t}{\partial x} &= 0; & x &= 0; & t &= t_1, & x &= l; & \tau &= 0, \\ t &= t_0 + ax, & x &> 0; & \tau &= 0 \end{aligned}$$

получено В. Г. Ткаченко (1970).

Решение системы уравнений (II.12, II.13) расчетной схемы Ловерье в прямоугольных координатах приводится в книге Т. Е. Малофеева, А. Н. Сергеева, А. Б. Шейнмана (1968).

Для водоносного пласта

$$\frac{t-t_0}{t_1-t_0} = \operatorname{erfc} \left[ \frac{\xi}{2 \sqrt{\frac{\rho c}{\rho_1 c_1} (\tau_1 - \xi)}} \right] \sigma^* (\tau_1 - \xi); \quad |z| < \frac{m}{2}, \quad (\text{II.27})$$

для окружающих пород

$$\frac{t-t_0}{t_1-t_0} = \operatorname{erfc} \left[ \frac{\xi + |\eta| - 1}{2 \sqrt{\frac{\rho c}{\rho_1 c_1} (\tau_1 - \xi)}} \right] \sigma^* (\tau_1 - \xi), \quad |z| > \frac{m}{2}, \quad (\text{II.28})$$

$$\sigma^* (\tau_1 - \xi) = \begin{cases} 0 & \text{при } (\tau_1 - \xi) \leq 0; \\ 1 & \text{при } (\tau_1 - \xi) > 0; \end{cases} \quad \xi = \frac{4\lambda x}{m^2 \rho_0 c_0 v}; \quad \tau_1 = \frac{4\lambda \tau}{\rho c m^2};$$

$$\eta = \frac{2z}{m}.$$

Здесь  $t_0$  — начальная температура пласта;

$t_1$  — температура на входе в пласт, при  $x = 0$ .

Как показал Г. Е. Малофеев (1960), выражения (II.27 и II.28) при условии

$$\xi = \frac{4\pi \lambda r^2}{mg \rho_0 c_0}$$

справедливы для радиального течения и удовлетворяют системе (II.18, II.19).

Решение системы уравнений (II.12, II.14), описывающих теплоперенос для расчетной схемы «неполной сосредоточенной емкости» Н. А. Авдонина (1964) в случае линейного течения при краевых условиях

$$t = t_0, \quad 0 < x < \infty; \quad 0 < z < \infty, \quad \tau = 0,$$

$$t = t_1, \quad x = z = 0, \quad \lim_{x^2 + z^2 \rightarrow \infty} t = t_0, \quad \tau > 0$$

имеет вид

$$\frac{t-t_0}{t_1-t_0} = \frac{b\xi}{4\pi} \int_0^\tau \exp \left[ - \left( \gamma \sqrt{s} - \frac{\xi}{2\sqrt{s}} \right)^2 \right] \frac{ds}{s} \times$$

$$\times \int_s^\tau \exp \left[ - \frac{b^2 s^2}{4(\psi - s)} \right] \times \operatorname{erfc} \left( \frac{\eta}{2a\sqrt{\tau_1 - \psi}} \right) \frac{d\psi}{(\psi - s)^{3/2}}.$$

(II.29)

Формула для определения температуры в водоносном пласте имеет более простой вид

$$\frac{t-t_0}{t_1-t_0} = \frac{\xi}{V\pi\tau_1} \int_0^1 \exp \left[ -\left( \gamma V\sqrt{\tau_1} s - \frac{\xi}{2V\sqrt{\tau_1} s} \right)^2 \right] \times \\ \times \operatorname{erf} c \left( \frac{b V\sqrt{\tau_1}}{2} - \frac{s^2}{V\sqrt{1-s^2}} \right) \frac{ds}{s^2}, \quad (\text{II.30})$$

где

$$\xi = \frac{2x}{m}; \\ \eta = \frac{2z}{m}; \\ \tau_1 = \frac{4\lambda\tau}{\rho c m^2}; \\ \gamma = \frac{v\rho_0 c_0 m}{8\lambda}; \\ a^2 = \frac{\lambda_1 \rho c}{\lambda \rho_1 c_1}; \\ \alpha = \frac{\lambda_1}{\lambda}; \\ b = \frac{\alpha}{a}.$$

Для радиального течения решение системы уравнений (II.17 и II.18) при краевых условиях

$$t = t_0; \quad 0 < r < \infty; \quad \tau = 0, \\ t = t_1; \quad z = r = 0; \quad \lim_{z^2+r^2 \rightarrow \infty} t = t_0$$

может быть представлено в виде

$$\frac{t-t_0}{t_1-t_0} = \frac{2}{\Gamma(\gamma)} \left( \frac{b^2 \xi^2}{2} \right)^\nu \int_0^{b^2 \tau} \operatorname{erfc} \left( \frac{\eta}{2a V\sqrt{\tau_1 - \psi}} \right) d\psi \times \\ \times \int \frac{s \cdot \exp \left[ -\frac{s^2}{4(\psi - s)} \right]}{2 V\sqrt{\pi} (\psi - s)^{3/2}} \exp \left[ \frac{b^2 \xi^2}{4s} \right] \frac{ds}{2s^{\nu+1}} \quad (\text{II.31})$$

где

$$\xi = \frac{2r}{m}; \quad \nu = \frac{g\rho_0 c_0}{4\pi m \lambda};$$

$g$  — дебит скважины;  
 $\Gamma(\gamma)$  — гамма-функция;  
 остальные обозначения — те же, что и к формуле (II.30).

Распределение температуры в водоносном пласте определяется формулой

$$\frac{t-t_0}{t_1-t_0} = \frac{1}{\Gamma(v)} \left( \frac{r^2}{4\tau_1} \right) \int_0^1 \exp \left( -\frac{\xi^2}{4\tau_1 \cdot s} \right) \times \operatorname{erfc} \left( \frac{b \sqrt{\tau_1} s}{2 \sqrt{1-s}} \right) \frac{ds}{s^{v+1}}. \quad (\text{II.32})$$

Как показали Г. Е. Малофеев (1959) и Н. А. Авдонин (1964), схема Ловерье и «неполная схема сосредоточенной емкости» дают удовлетворительные результаты при не слишком большом и не слишком малом времени после начала нагнетания теплоносителя в пласт и при расходах, применяемых в практике нефтяных разработок. В то время как «неполная схема сосредоточенной емкости» применима всюду, схема Ловерье дает значительные погрешности вблизи нагнетательной скважины. Учитывая, что в реальных водонапорных системах скорость фильтрации подземных вод гораздо ниже скорости жидкости, нагнетаемой в пласт, роль кондуктивного переноса имеет весомое значение. В связи с этим «неполная схема сосредоточенной емкости» является более строгой, позволяя приблизиться к природным условиям переноса тепла подземными водами.

### *Изучение гидрогеотермических полей в условиях фазовых переходов*

Наиболее распространенными видами фазовых переходов являются плавление и отвердевание, испарение и конденсация, растворение и выпадение в осадок, гидратация и дегидратация, связывание влаги в дисперсных породах, разнообразное превращение минералов в результате реакций метаморфизма, метасоматоза и гипергенеза, переход кристаллов из одной модификации в другую. Фазовые переходы распространены и в мантии в виде полиморфных превращений, особенно развитых в пределах так называемой переходной зоны (200—900 км), а также на границе мантия—земная кора. Большинство из них являются переходами первого рода и сопровождаются поглощением или выделением значительного количества энергии.

Одна из важных задач гидрогеотермии — выявление закономерностей распространения различных видов фазовых переходов в земной коре в связи с геолого-географическими условиями и термодинамической обстановкой. В настоящее время можно считать установленным, что особенности формирования гидрогеотермических полей контролируются характером геологической структуры. Имеющиеся геологические и геофизические данные дают основание предполагать наличие подобной связи и в отношении фазовых переходов. В пределах платформенных областей, где процессы регионального метаморфизма в настоящее время

резко ослаблены и глубина циркуляции подземных вод ограничена, фазовые переходы проявляются преимущественно в зоне гипергенеза и обусловлены гидрохимическими и экзогенными процессами. На их протекание большое влияние оказывают тепло-влажностный и воздухообмен приповерхностных слоев пород с атмосферой, климатическая зональность. Широко распространены реакции окисления и восстановления, все виды фазовых переходов воды, процессы выщелачивания, адсорбции и др.

В горноскладчатых областях, особенно в зонах альпийской складчатости и современного вулканизма, где тектонические движения, глубинный региональный и контактовый метаморфизм и магматизм проявляются весьма активно, гидрогеотермические поля формируются как за счет потока глубинного тепла, имеющего повышенное значение, так и за счет интенсивного конвективного теплопереноса флюидами и гидротермами, обусловленными процессами дегидратации и дегазации в зонах метаморфизма. Увеличению доли конвективной составляющей способствует общая интенсификация водообмена в связи с глубоким расчленением рельефа и тектонической раздробленностью пород. Процессы фазовых переходов в горноскладчатых областях распространены значительно шире и прослеживаются на большую глубину, чем на платформах. Фазовые переходы связаны с процессами литификации и диагенеза в погружающихся прогибах и межгорных впадинах, сопровождающимися отжатием поровой влаги, изменением ее солевого состава и образованием новых связей между минеральными частицами пород. Следствием этого является изменение теплофизических свойств и проницаемости пород, характера водопроницающих путей, а также выделение и поглощение тепла. Ввиду проявления высотной поясности теплообмена поверхности земли с атмосферой, в горных районах создаются благоприятные условия для глубокого промерзания пород. Мощность мерзлой зоны в горах Сибири и Северо-Востока СССР достигает 1000 м и более. Все это оказывает большое влияние на гидрогеотермическую обстановку горноскладчатых областей.

Рифтовые зоны принадлежат к наиболее активным тектонически и магматически участкам нашей планеты. Для них характерны относительное утоньшение земной коры и повышенный тепловой поток. Формирование гидрогеотермических полей тесно связано с процессами палингенеза, метаморфизма и метасоматоза, кристаллизации магмы и ее дегазации. Весьма интенсивно протекает гидротермальная деятельность.

В некоторых рифтовых зонах вулканизм проявляется интенсивно (Эфиопская и Кенийская), в других он выражен слабо или вовсе отсутствует (Байкальская, Центрально-Африканская и др.). Рифтовым зонам «щелевого» типа (по Е. Е. Милановскому) свойственны и процессы диагенеза пород.

Степень проявления указанных особенностей формирования гидрогеотермических полей зависит от возраста геологических

структур и интенсивности развития неотектонических движений. Так, гидрогеотермические условия на участках платформенного горообразования могут приближаться к молодым орогенным областям. Большое научное и практическое значение имеют специфические особенности формирования гидрогеотермических условий в обширной зоне криогенеза — зоне фазовых переходов вода—лед. Широкое распространение наземных и подземных оледенений на юг за последний геологический этап жизни нашей планеты вызвано сочетанием тектонического фактора с космическим и саморазвитием системы природные льды—океан—атмосфера. Возникшие в результате этого толщи многолетнемерзлых пород являются своеобразными криогенными водупорами, характер распространения, мощность и динамика которых определяются тепловыми процессами и подчиняются закону широтной зональности и высотной поясности. Проведенные исследования позволяют рассматривать мерзлые породы и подземные воды как сложную динамическую систему, главной системообразующей связью в которой является тепловое взаимодействие мерзлых пород и подземных вод (Чижов, 1973).

Характер гидрогеотермических полей системы мерзлые породы—подземные воды определяются теплообменом на поверхности Земли, величиной потока глубинного тепла, конвективным теплопереносом, осуществляемым подземными и инфильтрующимися поверхностными водами, их теплообменом с мерзлыми породами и фазовыми переходами воды. Теплота фазовых переходов при промерзании (оттаивании) скальных пород с трещинными водами составляет в среднем не более 13 000—17 000 кДж/м<sup>3</sup>, в карбонатных породах с трещинно-карстовыми водами она достигает 42 000 кДж/м<sup>3</sup>, в грубодисперсных отложениях с поровыми водами — 84 000—120 000 кДж/м<sup>3</sup> и в глинистых отложениях может превышать 200 000 кДж/м<sup>3</sup>. Таким образом процессы промерзания—оттаивания пород требуют значительных энергетических затрат, что влияет на скорость продвижения границы раздела фаз, ее динамику и, следовательно, динамику геотемпературного поля. Кроме того, в грубообломочных породах слоев сезонного промерзания и протаивания в летнее время происходит интенсивная конденсация паров, достигающая 20—30% от общей суммы осадков. Тепло конденсации расходуется частично на увеличение глубины оттаивания пород и повышение их температуры. Для более глубоких горизонтов следует отметить возможность образования и разрушения кристаллогидратов подземных газов, сопровождающихся значительными выделениями и поглощениями тепла: удельная теплота гидратирования метана составляет 8,7 кДж на 1 моль воды (Гинсбург, 1969). По-видимому, гидратообразование способно оказать существенное влияние на гидрогеотермические условия газоносных структур.

Для региональной характеристики гидрогеотермического процесса в настоящее время используются данные о конвективной

составляющей теплотока, величина которой приближенно оценивается по модулю подземного стока и избыточной температуре подземных вод (Фролов, 1968). Значения конвективной составляющей для Сибирской платформы колеблются от близких к нулю до  $4,6 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup> при среднем значении около  $0,6 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup> (Чижев, 1973), что примерно лишь в два раза меньше среднего значения для платформ, оценивавшегося Н. М. Фроловым более 10 лет назад. На вынос тепла подземными водами большое влияние оказывает мерзлотно-температурная зональность. Минимум значений конвективной составляющей приходится на третью-четвертую мерзлотно-температурные зоны — зоны географически сплошного распространения многолетней мерзлоты большой мощности. С мерзлотными условиями и прежде всего с фазовыми переходами при динамике нижней границы мерзлой толщи связан и так называемый дефицит давления в подмерзлотных водоносных горизонтах некоторых районов, практически исключая участие подземных вод в выносе тепла из недр Земли.

Помимо широтной зональности заметное влияние на величину конвективной составляющей теплотока оказывает геологическая и особенно неотектоническая структура. Относительно высокие значения выноса тепла подземными водами  $(0,5—1) \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup> отмечены в районах новейших поднятий южной и западной частей Сибирской платформы. Максимальные значения конвективной составляющей —  $(2—5) \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup> — характерны для синклинальных структур, испытавших инверсионное поднятие на неотектоническом этапе своего развития. Для горноскладчатых областей значения конвективной составляющей в целом выше, чем для платформ, и также определяются широтным положением, интенсивностью проявления неотектонических движений и возрастом складчатости.

Большим своеобразием отличаются гидрогеотермические процессы при промерзании высокоминерализованных подземных вод (Швецов, 1941). Льдовыделение в этом случае сопровождается увеличением концентрации солей в жидкой фазе и ее плотности, что ведет к возникновению вертикальных конвективных потоков. Гидрогеотермическое поле характеризуется значительным уменьшением температурного градиента (до  $0,005$  °С/м и менее) и возрастанием мощности криолитозоны, сопровождающимся глубоким охлаждением литосферы. Так, в районе Мархинского поднятия мощность криолитозоны (глубина залегания геоизотеры  $0^\circ$ ) достигает 1500 м, а температура пород у поверхности кристаллического фундамента на глубине 2010 м составила всего  $4,2^\circ$  (Мельников, 1967). Крупная отрицательная гидрогеотермическая аномалия, связанная с наличием в зоне многолетнего промерзания высокоминерализованных подземных вод охватывает центральную часть Восточно-Сибирской платформы, распространяясь на юг до северных границ Ангаро-Ленского прогиба.

Важную роль в гидрогеотермии криолитозоны играет тепло- и влагообмен в промерзающих тонкодисперсных горных породах и прежде всего миграция влаги к фронту промерзания под действием термовлажностного градиента. В условиях открытой системы, когда глинистые породы подстилаются водоносным горизонтом, миграция влаги приводит к ее оттоку в направлении к фронту промерзания и образованию залежей сегрегационных льдов. Это явление широко распространено при сезонном и многолетнем промерзании пойменных и некоторых других видов водоносных таликов. В результате в слое промерзания образуются ледяные линзы и слои, суммарная мощность которых может достигать нескольких десятков сантиметров и даже метров (при многолетнем промерзании), что ведет к уменьшению запасов подземных вод в водоносном горизонте. Последнее может быть существенно для мелких месторождений подземных вод, динамические запасы которых в зимнее время крайне ограничены, а также при детальном изучении баланса подземных вод.

Миграция влаги возможна и через многолетнемерзлую толщу, но интенсивность ее чрезвычайно мала и сравнима лишь с миграцией подземных вод в зоне застойного режима на больших глубинах. Тем не менее за длительные отрезки времени при благоприятных условиях (глинистый состав мерзлых пород, большой геотермический градиент) количество влаги, мигрирующей в мерзлую зону из подмерзлотного водоносного горизонта, может оказаться достаточным, чтобы отразиться на химическом составе и динамических характеристиках подземных вод.

Характерной особенностью рассматриваемого процесса является то, что промерзание пород и миграция влаги находятся в тесной связи и взаимообуславливают друг друга. Поэтому исследование этой гидрогеотермической проблемы должно проводиться в результате совместного решения системы уравнений тепло- и массообмена в капиллярно-пористой среде при наличии подвижной границы раздела промерзающей и талой зон, движущейся по заранее неизвестному закону. При этом наряду с замерзанием «свободной» влаги непосредственно на фронте промерзания в пределах промерзающей зоны происходят также фазовые переходы связанной влаги, интенсивность которых как функция температуры определяется кривой незамерзшей воды. Численное решение рассматриваемой задачи в общем случае, с учетом пучения и образования ледяных прослоев, при произвольных краевых условиях осуществляется с помощью известного разностного метода прямых (схема Рунге). Соответствующий алгоритм численного интегрирования указанной сопряженной задачи типа Стефана, реализованный в виде программы на ЭЦВМ типа БЭСМ-4, приведен в работе В. Г. Меламеда, А. В. Медведова (1973).

Важной особенностью рассматриваемой сопряженной задачи типа Стефана является то, что формирование льдистости по раз-

резу промерзающей зоны существенно зависит от характера изменения температурных условий на поверхности (Меламед, Медвед, 1973). В частности, установлена непосредственная связь между образованием и мощностью ледяных шпиров с одной стороны и немонотонным изменением климата в ходе промерзания, выражающемся в последовательной смене потеплений и похолоданий. Указанное обстоятельство открывает широкие перспективы в управлении процессами льдонакопления при промерзании.

Наряду с решением задачи Стефана (которое может быть доведено до счета только с помощью ЭВМ) в практике гидрогеотермических исследований широкое применение находят приближенные формулы, основанные на теории теплооборотов в горных породах при наличии фазовых переходов влаги. Наиболее полное изложение приближенных методов расчета, разработанных на кафедре мерзлотоведения МГУ под руководством В. А. Кудрявцева, дается в монографиях «Общее мерзлотоведение» (Достовалов, Кудрявцев, 1967) и «Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях» (Кудрявцев и др., 1974). Расчеты глубин многолетнего и сезонного промерзания пород по формулам В. А. Кудрявцева облегчаются наличием номограмм.

Тепловая энергия, расходуемая на таяние льда, составляет значительную часть теплового баланса ряда таликов — основных каналов связи между подземными и поверхностными водами.

Оценка таликообразующего эффекта инфильтрации атмосферных осадков (Чижов, 1966) показывает, что он существенно зависит от льдистости промерзающего за зиму слоя. Расчетная схема основана на нахождении величины дополнительного поступления тепла в слой годовых теплооборотов за период нагревания, которое необходимо, чтобы повысить среднегодовую температуру пород от некоторого отрицательного значения до  $0^{\circ}$ . Сравнивая полученную величину с количеством тепла, поступающим с подземными водами (инфильтрующимися осадками), можно судить о геотермическом эффекте последних. Там, где льдистость сезонномерзлого слоя очень мала ( $Q_{\phi} = 13\,000$  кДж/м<sup>3</sup>), инфильтрация дождевых вод способна повысить среднегодовую температуру пород на величину до  $3^{\circ}$  при суммарном теплосодержании инфильтрующихся осадков до  $19\,000$  кДж на  $1\text{ м}^2$  поверхности. При увеличении  $Q_{\phi}$  до  $4 \cdot 10^5$  кДж/м<sup>3</sup> отепляющее влияние инфильтрации снижается до  $1,6^{\circ}$ .

Вопросы количественной оценки теплового влияния инфильтрации дождевых вод на температурный режим и глубину сезонного протаивания многолетнемерзлых пород рассматриваются также в работах В. А. Кудрявцева (1967), В. Г. Меламеда и Г. З. Перлштейна (1971). Следует отметить, что тепловой эффект инфильтрации вод поверхностного и почвенного стока, благодаря увеличению «тепловой нагрузки» на горные породы, может значительно превышать действие инфильтрации атмосферных осадков непосредственно на участке их выпадения (Швецов, 1968).

Ранее отмечалось формирование крупных отрицательных гидрогеотермических аномалий там, где в состав криолитозоны входят высокоминерализованные подземные воды с отрицательной температурой («криопэги», по терминологии Н. И. Толстихина). Гидрогеотермический эффект фазовых переходов здесь существенно иной, чем при взаимодействии мерзлых пород с пресными подземными водами. Оценка влияния свободной конвекции, возникающей при вымерзании криопэгов, выполнена А. Б. Чижевским на основе критериальных уравнений теории тепло- и массообмена (Лыков, 1972; Иванов, 1969). Для этого скальный массив представляется в виде монолитных практически водонепроницаемых блоков, разделенных вертикальными трещинами с высокоминерализованными водами. Конвективные токи могут возникнуть только в трещинах. За показатель теплового эффекта свободной конвекции принимается значение эффективной теплопроводности массива

$$\lambda_{эм} = \lambda_э N + \lambda_п (1 - N),$$

где  $\lambda_п$  — теплопроводность породы;

$\lambda_э$  — эффективная теплопроводность раствора в трещинах;

$N$  — коэффициент трещинной пустотности.

Известно, что свободная конвекция имеет место при  $GrPr > 1000$ , при этом (Лыков, 1972)

$$\lambda_э = 0,105\lambda (GrPr)^{0,3},$$

где  $\lambda$  — истинный коэффициент теплопроводности раствора;  $Gr$  и  $Pr$  — критерии Грасгофа и Прандтля.

Коэффициент объемного расширения жидкости  $\beta$ , входящий в формулу критерия Грасгофа, применительно к решению задачи свободной конвекции при вымерзании высокоминерализованных вод определяется из уравнения:

$$\beta = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 (T_1 - T_2)},$$

где  $T_1$  и  $T_2$  — температуры по Кельвину;

$\rho_1$  и  $\rho_2$  — соответствующие им плотности раствора.

Величина  $\beta$ , рассчитанная по графику зависимости температуры замерзания раствора хлористого натрия от его плотности в диапазоне температур от  $-2$  до  $-6^\circ C$ , равна примерно  $9,7 \times 10^{-3}$ . Для трещины шириной 0,5 см эффективная теплопроводность раствора в 4 раза выше истинной.

Расчеты показывают, что конвективные токи, образующиеся при вымерзании высокоминерализованных подземных вод, заметно способствуют охлаждению литосферы при ширине трещин 0,8—1 см и более и коэффициенте трещиноватости не менее 5%. При периодических изменениях температур на поверхности глубина проникновения геоизотермы  $0^\circ$  в литосферу может возрасти в среднем на 30—50%.

Изучая и прогнозируя отрицательные гидрогеотермические аномалии в районах распространения криопэггов, следует учитывать уменьшение фазовых переходов вода — лед в породах, насыщенных высокоминерализованными подземными водами. Из формулы для определения глубин многолетнего промерзания, увеличение последних непосредственно связано с уменьшением  $Q_{\phi}$  и будет тем больше, чем меньше значение геотермического градиента. Так как влияние свободной конвекции ведет к значительному уменьшению геотермического градиента, совместное действие обоих факторов может привести к увеличению глубины охлаждения литосферы в 2—2,5 раза, что хорошо согласуется с имеющимися данными.

ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ  
НА ТЕРРИТОРИИ СССР

## 1. ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ

*Температура*

Температура наряду с давлением и объемом является основной физической величиной, отражающей термодинамическое состояние системы порода — вода — газ. В физике температура определяется как мера интенсивности теплового движения. При измерении в практике под температурой понимают физическую величину, являющуюся мерой отклонения данного тела от теплового равновесия с другим телом, состояние которого условно принято за нулевое. Численно температура в первом случае воспроизводится термодинамической шкалой Кельвина, которая называется абсолютной и принята Международной генеральной конференцией мер и весов в качестве эталонной, а во втором — шкалами Цельсия, Реомюра и Фаренгейта.

Поскольку любое физическое явление, включая передачу тепла, происходит в пространстве и во времени, то аналитическое исследование теплопередачи сводится к изучению пространственно-временного изменения основной физической величины для данного явления — температуры. Совокупность мгновенных значений температуры во всех точках изучаемого пространства называют температурным полем, а при изучении характера распределения температуры в недрах Земли — геотемпературным полем.

Действительное распределение температуры в недрах Земли, отражающее фактическое геотемпературное поле, зависит от многих факторов, поэтому при его изучении приходится опираться на материалы натуральных исследований. Выделяются нестационарное и стационарное геотемпературные поля. Для верхних слоев земной коры, в пределах которых температура изменяется не только в пространстве, но и во времени, геотемпературное поле является нестационарным, а для нижних, где температура изменяется только в пространстве, — стационарным. Для решения научных и практических задач в случае стационарного геотемпературного поля достаточно знать распределение температуры в плане или разрезе. Для верхних слоев земной коры при картировании нестационарного геотемпературного поля необходимо указывать также время, на которое составлены карта или разрез.

Методика картирования геотемпературных полей для верхней гидрогеодинамической зоны активного водообмена и для нижней (замедленного), различна.

При учете роли инфильтрации в конвективном теплообмене (за счет как 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 даже более коротких циклов (до многовековых включительно). Именно в связи с этим возникают принципиальные различия в методах картирования геотемпературного поля, диктуемые различиями в режиме температуры на разных этапах земной коры. В нижней части гелиотермозоны, где на плановое распределение 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. Сложность обусловлена плановой геолого-гидрогеологической неоднородностью, которая приводит к различиям в режиме температуры пород и насыщающих их вод на одинаковом гипсометрическом уровне. Например, 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. В хорошо дренированных глубоко расчлененных районах температура на такой же глубине может изменяться 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.

Поэтому для крупных территорий можно составлять карты лишь регионального геотемпературного поля, при котором данные по точкам, находящимся в заведомо аномальных условиях, заранее исключаются. 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 (фоном) для выделения аномалий, происхождение которых свя-

зано с местными источниками и стоками тепла, учитываемыми фактическим геотемпературным полем.

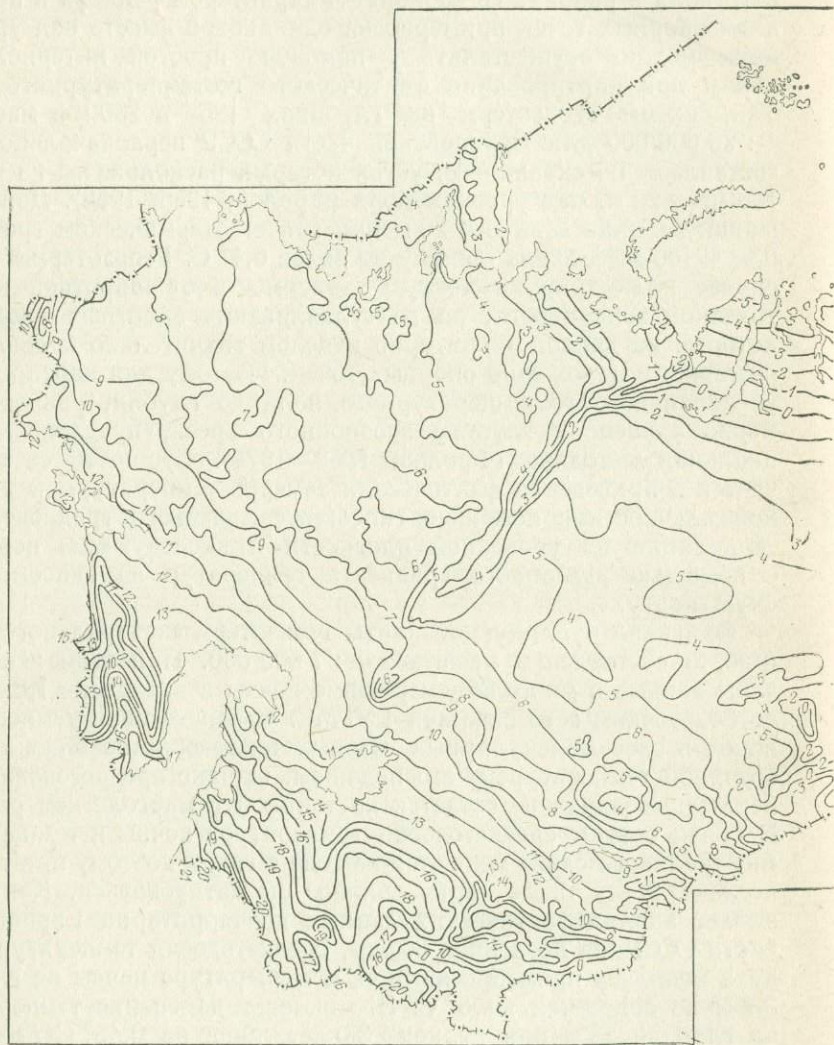
Мелкомасштабное картирование регионального геотемпературного поля в районах со спокойным характером рельефа и положением опорных точек примерно на одинаковой высоте над уровнем моря можно осуществлять с помощью простой интерполяции, как и при картировании фактического геотемпературного поля. Так, схемы геоизотерм на глубинах 125 и 250 м в масштабе 1 : 20 000 000 для Европейской части СССР первоначально были составлены по скважинам, устья которых расположены на высоте 100 м ( $\pm 20$  м) над уровнем моря (Фролов, 1966, 1968). 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 положении опорных точек. Поэтому для картирования регионального геотемпературного поля до глубин, равных примерно удвоенной глубине эрозионного вреза, предложена специальная методика (Фролов, 1962—1974). Сущность ее заключается в приведении фактических замеров температуры к уровневой плоскости с помощью гипсогеотермического градиента, интерполяции на уровневой плоскости и последующем пересчете с помощью указанного градиента температур на гипсометрическую карту.

Оригинал публикуемой карты геоизотерм «нейтрального слоя» (рис. 2) составлен в масштабе 1 : 7 500 000. При этом использованы данные о многолетнем режиме почвы в интервале 1,6—3,2 м по 802 точкам сети скважин ГУГМС. 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 среднегодовая температура почвы и температура «нейтрального слоя» меняются из года в год, а поэтому при точных исследованиях такие карты должны бы датироваться. Как показывает анализ фактических данных по территории Европейской части СССР за последние 80 лет, среднегодовая температура воздуха менялась примерно на  $5^\circ \text{C}$ , а температура почвы на глубине 3,2 м не более чем на  $3^\circ \text{C}$ . Это вызовет изменение температуры на глубине 25 м при периоде 35 лет лишь на  $0,45^\circ \text{C}$  ( $a = 5 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ ). Если карту геоизотерм «нейтрального слоя» составлять не по среднегодовым, а по среднемноголетним температурам почвы (что мы и рекомендуем), то погрешность такой карты в течение ближайших десятилетий при оценке температуры на глу-

---

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

бине 25 м составит лишь  $0,2^\circ$ . Не следует забывать, что при этом речь идет о районах, относимых к закрытому типу гидрогеотермического режима. В районах с открытым типом изменения тем-



пературы на глубине 25 м за это же время будут близки к поверхностным.

Карты «нейтрального слоя» могут быть использованы и как граничное условие при аналитических исследованиях теоретического характера. При решении задач неустановившегося 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 средне-годовых температур почвы за несколько лет. Эти карты могут

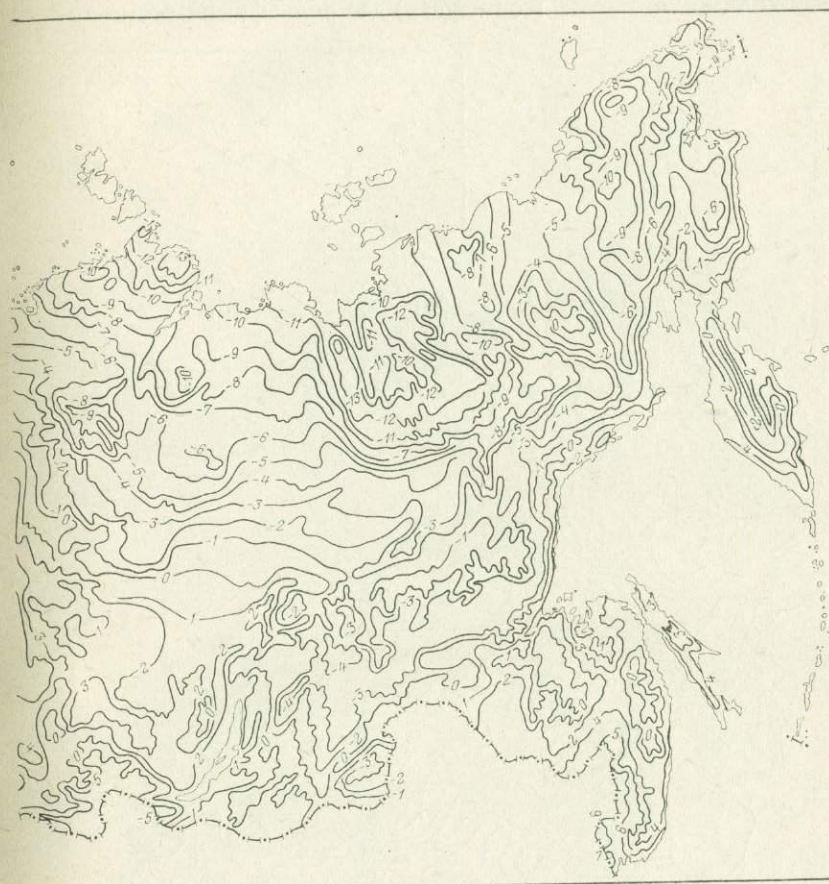


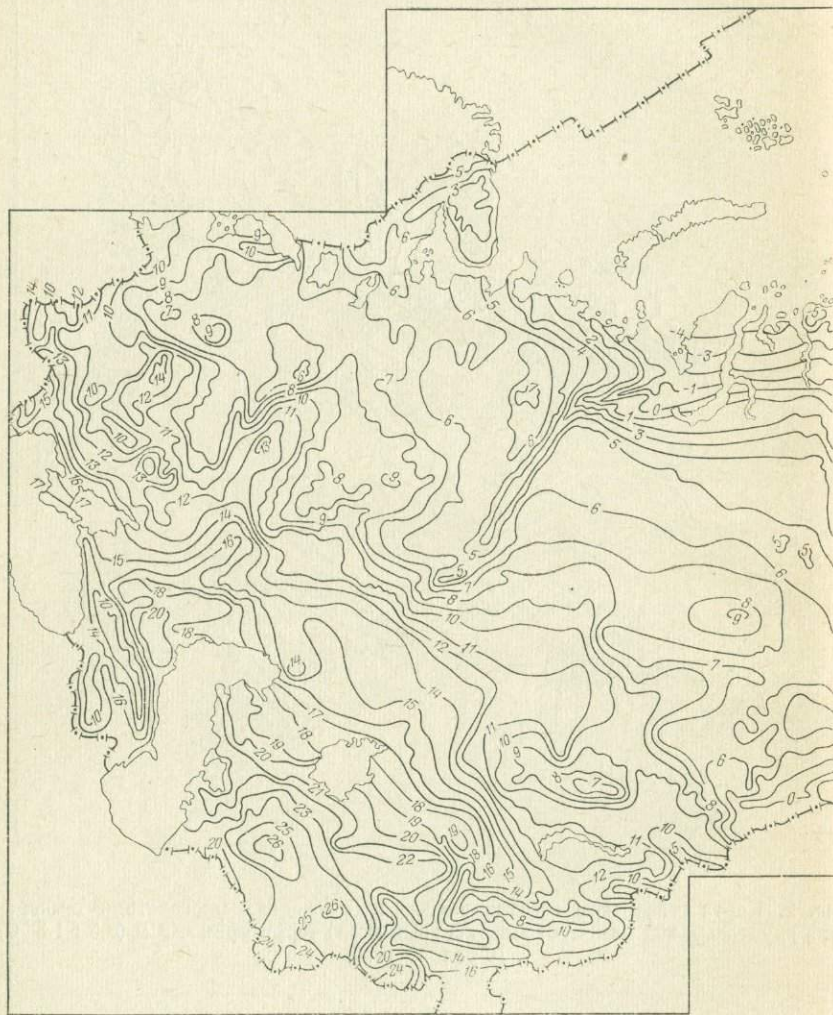
Рис. 2. Карта геоизотерм «нейтрального слоя» (средняя многолетняя температура грунтовых вод или «геотемпературный фон») территории СССР ( $0,3 \pm 1,3^\circ \text{C}$ ) (Фролов, 1976)

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.

Составленные по описанной выше методике схемы геоизотерм для глубин 125 и 250 м (рис. 3 и рис. 4) отражают уже не только влияние широтной климатической зональности, как это было

на прежних схемах, но и высотные различия, «улавливаемые» данным масштабом карты (1 : 7 500 000).

При составлении карт изотерм на заданной рельефной поверхности необходимо учитывать (совмещать) две рельефные плоскости:



поверхность Земли и заданную поверхность. В случае спокойного характера рельефа заданной поверхности схема изотерм составляется интерполяцией по точкам, в которых измерялась температура. При сложной конфигурации рельефа заданной поверхности потребность в точках всегда оказывается выше имеющихся. В таком случае в наиболее типичных участках заданной поверх-

ности выбираются расчетные точки, температура в которых определяется по сумме температуры «нейтрального слоя» и приращения с глубиной, определяемого геотермическим градиентом для данной точки.

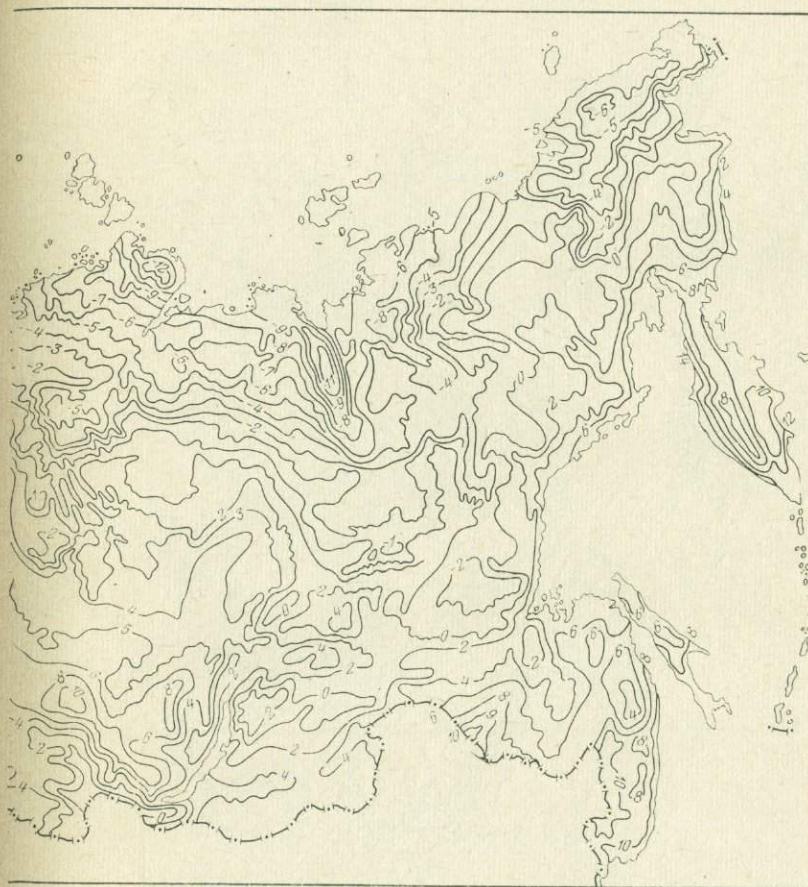
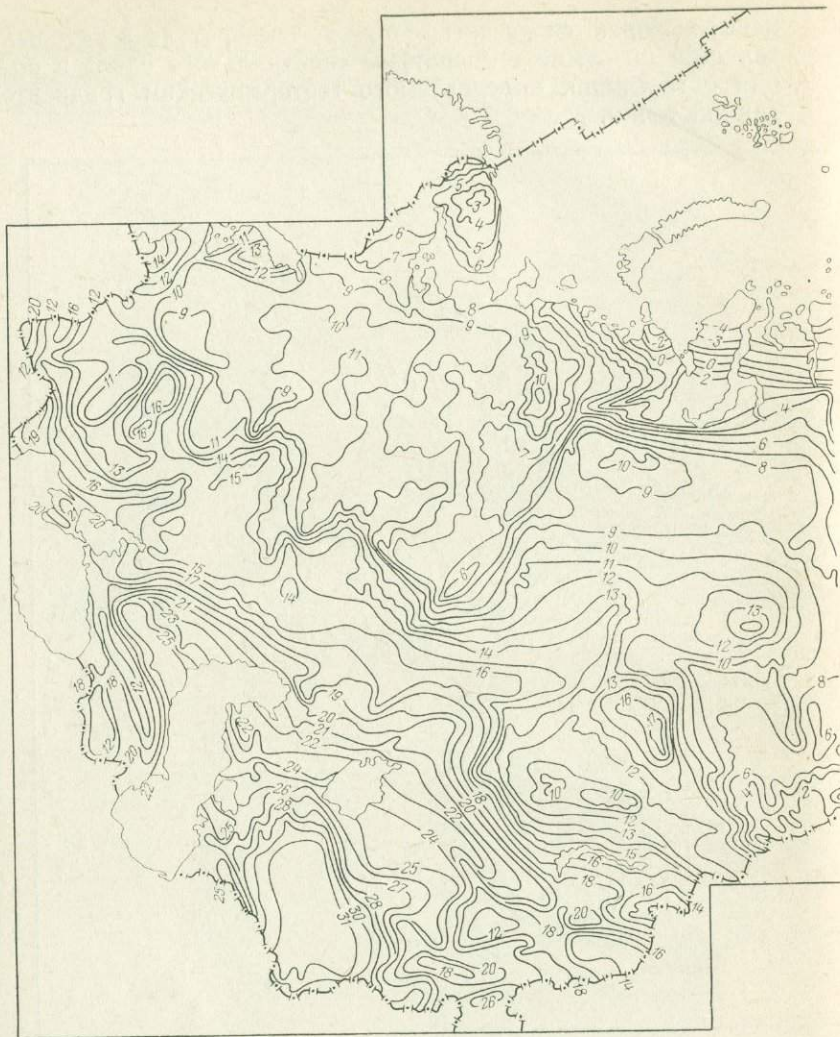


Рис. 3. Карта геозотерм на глубине 125 м территории СССР ( $-0,3 \pm 1,9^\circ \text{C}$ ). Составили Н. М. Фролов, В. Н. Шкатункин

Карты геотемпературного поля хорошо дополняют термограммы, графики, профили. Принципы составления различных видов геотермических графиков просты и описаны нами ранее (Фролов, 1968), поэтому здесь только перечислим некоторые из них: первичные термограммы; сводные графики термограмм, сгруппированных по какому-нибудь признаку (районному, вы-



сотному и т. д.); график послойного режима температуры; график изменчивости геотермического градиента; график термоизо-плет.

### Градиент температуры

Градиент температуры  $\text{grad } T$  определяется производной температуры  $T$  по глубине  $H$

$$\text{grad } T = \frac{\partial T}{\partial H}. \quad (\text{III.1})$$

Обратной величиной геотермического градиента является геотермическая ступень.

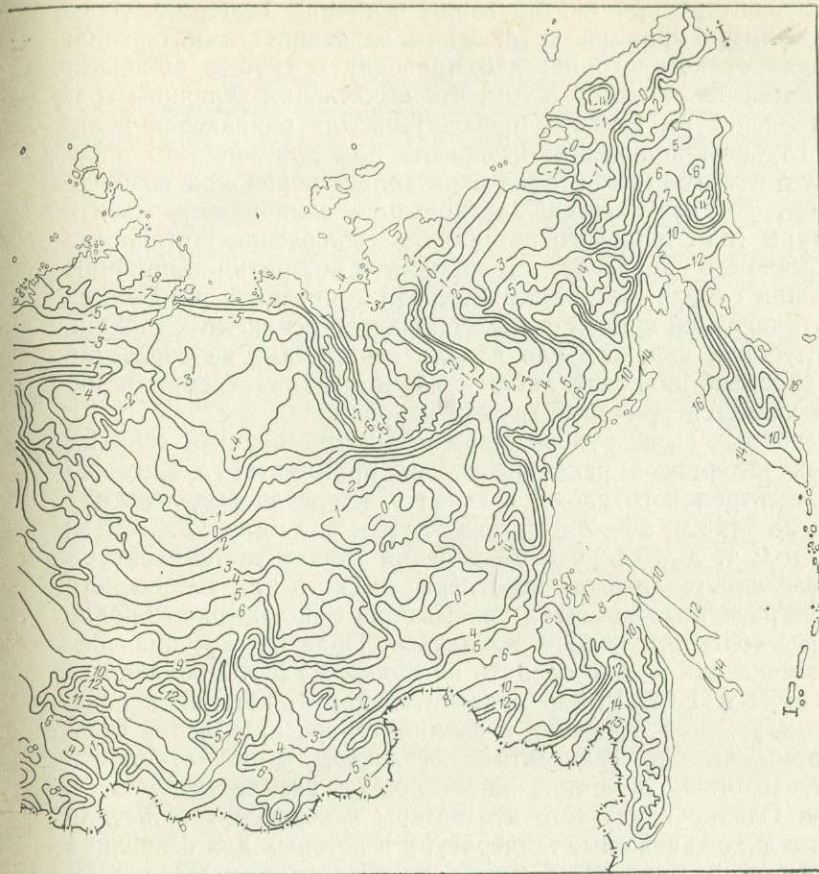


Рис. 4. Карта геизотерм на глубине 250 м территории СССР ( $-0,3 \pm 2,1^\circ \text{C}$ ). Составили Н. М. Фролов и В. Н. Шкатункин

С тех пор как были составлены достаточно точные карты геизотерм «нейтрального слоя» для территории СССР, величину градиента температуры часто определяют по одному точному замеру температуры на глубину с помощью формулы

$$\text{grad } T = \frac{T - T_{\text{н.с}}}{H - 25}, \quad (\text{III.2})$$

где  $T_{\text{н.с}}$  — температура «нейтрального слоя»,  $^\circ\text{C}$ ;  
 $T$  — температура на глубине « $H$ »,  $^\circ\text{C}$ .

В этом случае получается усредненный градиент температуры ( $^\circ\text{C}/\text{м}$ ) для всего интервала исследования. Как отмечалось в научно-методических руководствах (Методические..., 1964; Фролов, 1973),

огромное значение при картировании величины геотермического градиента имеет принцип соблюдения однотипности интервала, отступление от которого нередко приводит к грубым ошибкам. Этот принцип заключается в том, что вычисления величины градиента температуры должны проводиться для одинаковой величины и глубины положения интервала или для какой-то определенной литолого-стратиграфической толщи пород или водоносного слоя. Не допускается картирование величины градиента температуры (или теплового потока) без соблюдения этого принципа. Обычно его нарушают, так как боятся потерять информацию для больших глубин, поскольку интервал вычисления приходится принимать по самой мелкой скважине. Однако 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 в качестве верхней границы расчетных интервалов рекомендовалось принимать глубину залегания «нейтрального слоя», в связи с чем были выделены интервалы: 25—125 м; 25—250 м; 25—500 м и т. д. или 125—250 м; 250—500 м и т. д. В случае вычисления градиента температуры для определенного литолого-стратиграфического или водоносного комплекса расчетный интервал увязывается с положением кровли и подошвы соответствующего комплекса. Практическое значение этих рекомендаций можно оценить на примере работы коллектива авторов ГИН АН СССР, где приводится карта, которая в платформенных районах отражает в изолиниях «распределение среднего геотермического градиента в осадочном чехле» (Тепловой режим..., 1970). 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 были противоречивыми. Это особенно ясно проявилось тогда, когда вычисленные таким образом геотермические градиенты были использованы для определения величины теплового потока. Надо сказать, что глубокое изучение закономерностей формирования геотемпературного поля невозможно без послыого изучения величины градиента температуры. Так, анализ материалов по северной части Припятской впадины показывает, что величина градиента температуры существенно убывает с глубиной (табл. 1). В триас-юрской толще глинисто-песчаных отложений градиент температуры 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.

Градиент температуры объективно отражает результат ее распределения не только под влиянием молекулярного, но и кон-

Зависимость величины градиента температуры от величины  
и глубины положения интервала вычисления (обобщено  
Н. М. Фроловым по материалам П. П. Атрощенко)

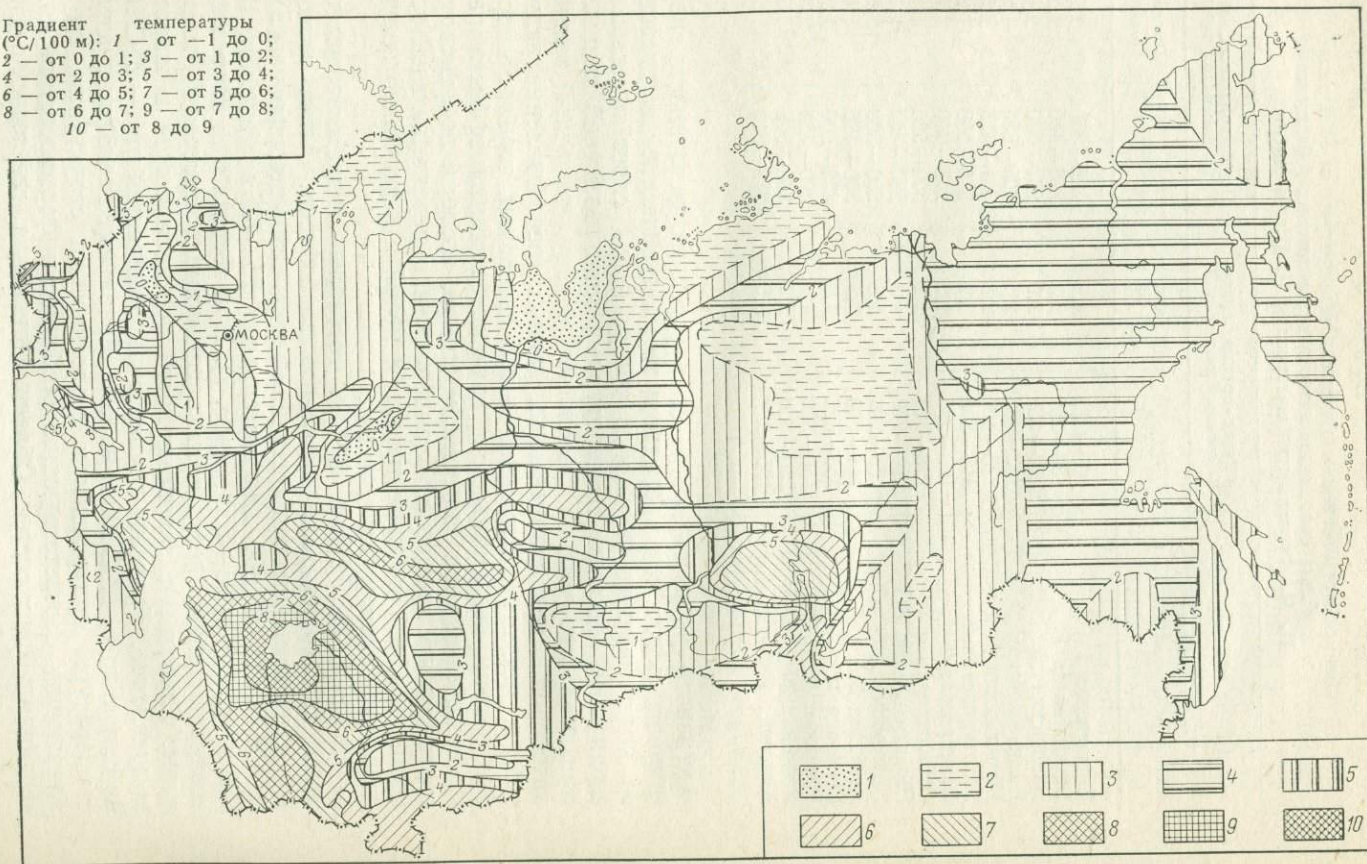
Площадь и номер скважины	Триас-юрская, глинисто-песчаная толща		Пермо-триасовая, песчано-глинистая толща	
	Интервал, м	Градиент, °С/100 м	Интервал, м	Градиент, °С/100 м
Борщевская 1	107—185	4,9	185—360	1,9
Васильевская 1	150—250	2,3	250—480	1,2
Вишанская 15	220—282	2,0	282—310	2,6
Вышемировская 2	242—405	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
Осташковичская 3	198—320	2,2	320—525	1,1
Осташковичская 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
Речицкая 12	355—425	2,6	425—600	1,2
Речицкая 17	130—300	4,1	300—424	2,3
Речицкая 20	250—360	2,7	360—503	1,5
Хотецкая 1	175—277	3,5	277—540	1,9

вективного 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; съем тепла подземным стоком, который не фиксируется вертикальным градиентом температуры в перекрывающей толще пород, и т. п.), которые трудно, а порой и невозможно получить на современном уровне знаний.

Во ВСЕГИНГЕО в 1977 г. составлен гидрогеотермический атлас СССР для зоны активного водообмена. Атлас включает три схематические карты изолиний градиентов температуры в масштабе 1 : 15 000 000 для интервалов 25—125 м (рис. 5), 125—250 м (рис. 6) и 25—250 м (рис. 7). При составлении карт использовались только результаты прецизионных измерений температуры. Глобальные закономерности прослеживаются в широтном направлении. Градиент температуры изменяется от 1—2° С/100 м на севере до 4—6° С/100 м на юге. Локальные аномалии градиента температуры приурочены к геологическим структурам, обуславливающим соответствующие особенности формирования гидрогеодинамических систем. Область Приаралья, где подземный сток

Рис. 5. Схематическая карта изолиний величины градиента температуры в интервале 25—125 м территории СССР. Составили Н. М. Фролов и В. Н. Шкатункин.

Градиент температуры  
(°C/100 м): 1 — от -1 до 0;  
2 — от 0 до 1; 3 — от 1 до 2;  
4 — от 2 до 3; 5 — от 3 до 4;  
6 — от 4 до 5; 7 — от 5 до 6;  
8 — от 6 до 7; 9 — от 7 до 8;  
10 — от 8 до 9



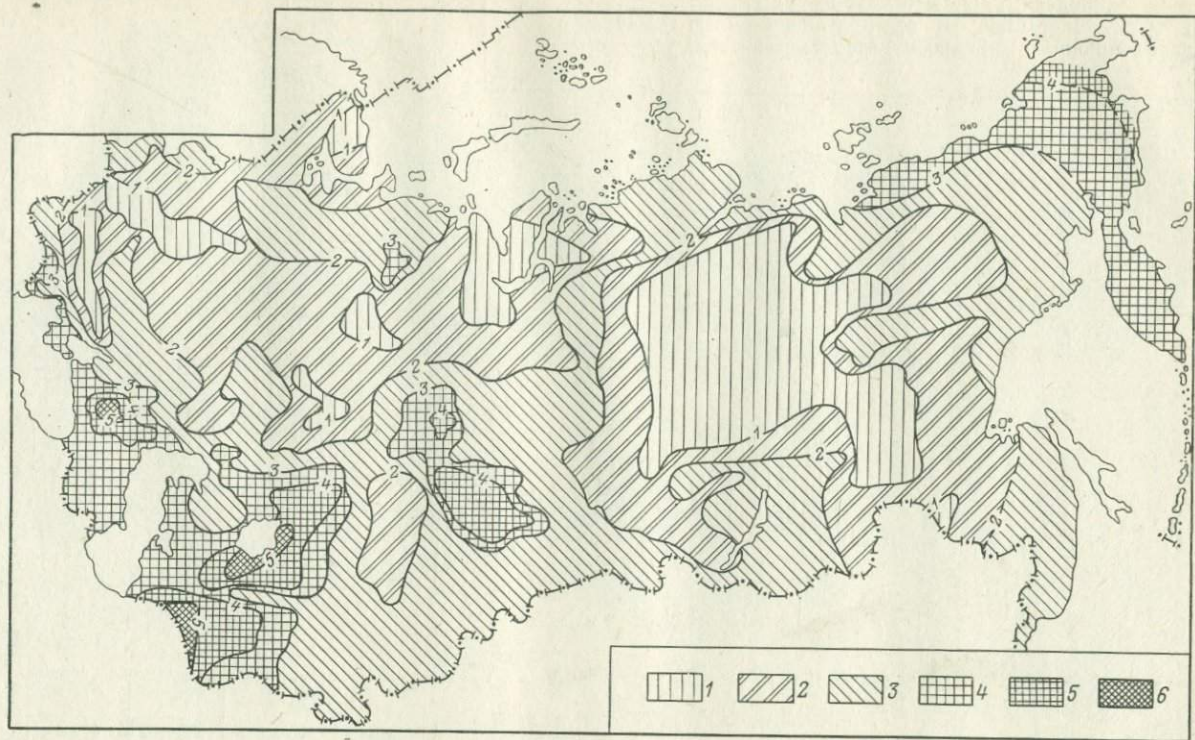


Рис. 6. Схематическая карта изолиний величины градиента температуры в интервале 125—250 м территории СССР. Составили Н. М. Фролов и В. Н. Шкатункин.  
 Градиент температуры ( $^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ); 1 — менее 1; 2 — от 1 до 2; 3 — от 2 до 3; 4 — от 3 до 4; 5 — от 4 до 5; 6 — от 5 до 6

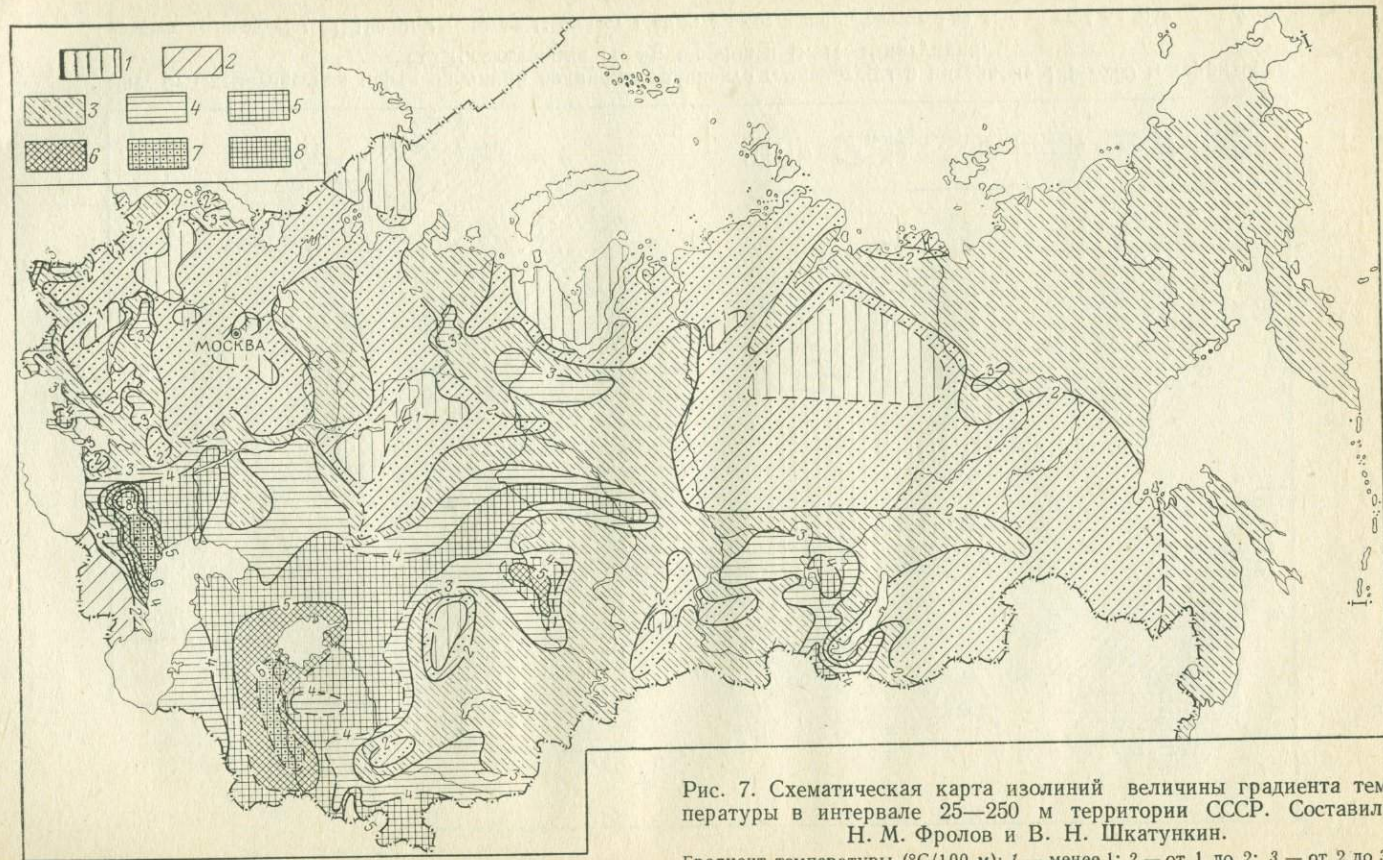


Рис. 7. Схематическая карта изолиний величины градиента температуры в интервале 25—250 м территории СССР. Составили Н. М. Фролов и В. Н. Шкатункин.

Градиент температуры ( $^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ): 1 — менее 1; 2 — от 1 до 2; 3 — от 2 до 3; 4 — от 3 до 4; 5 — от 4 до 5; 6 — от 5 до 6; 7 — от 6 до 7; 8 — от 7 до 8

из зоны активного водообмена практически отсутствует, совпадает в плане с крупной аномалией повышенных значений градиента температуры (до  $8^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  в интервале 25—125 м), что должно свидетельствовать о преобладании в этом районе молекулярного теплообмена. Здесь, правда, не учитываются сток воды и вынос тепла из зоны замедленного водообмена, который идет транзитом через данную область. В тех районах, где отмечается вынос тепла подземными водами, градиент температуры понижается. Хотя характер распределения величины градиента температуры в зоне активного водообмена довольно сложный, несомненно, однако, то, что до 250 м он зависит от глобальной климатической и палеоклиматической зональности. Например, область пониженных значений градиента температуры до  $1\text{—}2^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  на Русской платформе достаточно хорошо совпадает с областью распространения последнего максимального оледенения, когда верхняя оболочка земной коры, покрытая ледником, охлаждалась, как минимум, в течение 20 тыс. лет. Температурная волна такой длины при понижении температуры на  $10^{\circ}\text{C}$  «ощущалась» ( $\Delta t_x = 0,1^{\circ}\text{C}$ ) породами до глубины двух километров даже в том случае, если бы подземные воды не принимали никакого участия в теплообмене. На глубины же 125 и 250 м такая волна при молекулярном теплообмене должна была проникнуть с амплитудой лишь соответственно на 70 и 40% меньше поверхностной. В условиях молекулярно-конвективного теплообмена указанная температурная волна проникает на глубины 125—250 м с практически не затухающей амплитудой. Поскольку мощность зоны активного водообмена в северной и центральной частях Русской платформы колеблется преимущественно от 100 до 300 м и более (рис. 8), т. е. все основания полагать, что в пределах области максимального оледенения подземные воды и вмещающие горные породы были в мерзлом состоянии или имели температуру, близкую к нулю. Последовавшее затем чередование эпох потепления и похолодания с более короткими периодами (от 10 тыс. до 35—100 лет) в условиях различной доли участия молекулярного и конвективного механизмов теплообмена на различных участках участках территории, отличающихся своими геолого-гидрогеологическими особенностями, привело к той сложной мозаике в распределении значений градиента температуры, которую мы фиксируем в современную эпоху.

Поинтервальное картирование величины градиента температуры позволяет выявить некоторые важные дополнительные закономерности. Так, в Приаралье градиент температуры в интервале 25—125 м в полтора раза выше, чем в интервале 125—250 м. При картировании интервала 25—250 м значения градиента усредняются, и аномалия почти исчезает. Увеличение градиента температуры в приповерхностном слое, вероятно, объясняется тем, что поскольку в данном районе охлаждающее влияние последних десятилетий происходит лишь молекулярным путем (подземный сток близок к нулю), поэтому оно сказывается лишь в са-

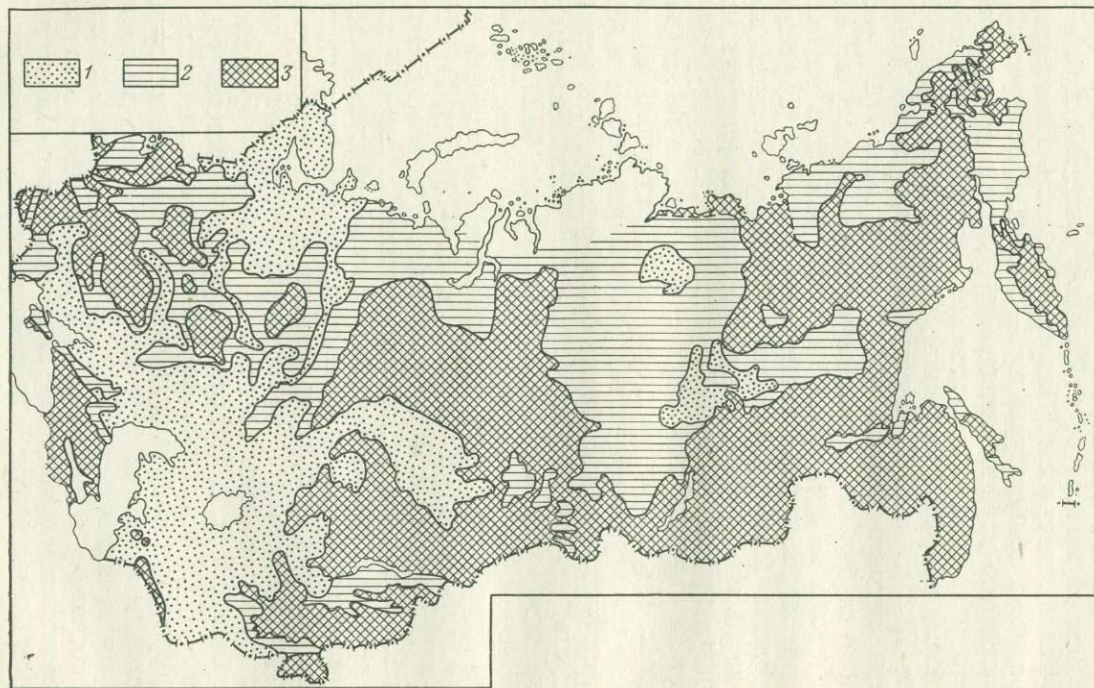


Рис. 8. Схематическая карта глубины залегания поверхности сплошного слоя постоянных годовых температур в условиях молекулярно-конвективного теплообмена (районы с открытым и комбинированным типами гидрогеотермического режима) территории СССР. Составили Н. М. Фролов и И. С. Зекцер.

Глубины залегания: 1 — менее 100 м; 2 — от 100 до 300 м; 3 — от 300 до 500 м и более

мых верхних слоях разреза, завывая тем самым градиент температуры. В тех же районах, где происходит инфильтрация поверхностных вод, процесс выравнивания температуры по разрезу происходит быстрее и градиент температуры уменьшается.

### Теплофизические свойства горных пород

Геотемпературное поле во многом определяется теплофизическими свойствами горных пород: коэффициентом теплопроводности  $\lambda$  (Вт/м<sup>2</sup>С), объемной теплоемкостью  $c\gamma$  (Дж/м<sup>3</sup>С) и коэффициентом температуропроводности  $a$  (м<sup>2</sup>/с), между которыми существует связь

$$\lambda = c\gamma \cdot a. \quad (\text{III.3})$$

Горные породы являются многокомпонентными системами и их теплофизические свойства зависят от множества факторов: литологического и минералогического составов, структурно-текстурного строения, возраста, плотности, пористости, влажности, температуры, давления и др. Роль этих факторов неодинакова. К настоящему времени получен богатый фактический материал о теплофизических свойствах горных пород различных регионов СССР (Дахнов, Дьяконов, 1952; Кобранова, 1962; Любимова, Старикова, Шушпанов, 1964 г.; Иванов, Гаврильев, 1965; Тихомиров, 1968; Дьяконов, Яковлев, 1969; Моисеенко, Соколова, Истомина, 1970; Кутас, Гордиенко, 1971; Амирханов, Суетнов, Левкович, Гаирбеков, 1972; Богомоллов, Цыбуля, Атрощенко, 1972; Гаврильев, 1972 г., Гаирбеков, 1975 г.; Справочник физических свойств горных пород, 1975 и др.), который отчасти обобщен (табл. 2). Отмечается (Дучков, Соколова, 1974), что значения коэффициента теплопроводности изверженных и метаморфических пород на территории Сибири и Камчатки изменяются примерно в одном диапазоне, от 1,6 до 3,7 Вт/м<sup>2</sup>С. Столь же широк диапазон изменений  $\lambda$  и у осадочных пород, но он несколько смещен в сторону более низких значений и составляет 1,0—3,1 Вт/м<sup>2</sup>С. Для большей части осадочных пород  $\lambda$  меньше 2,1 Вт/м<sup>2</sup>С. Наиболее высоким коэффициентом теплопроводности обладают магнетитовые руды (3,1—3,6 Вт/м<sup>2</sup>С), роговики (3,1) и доломиты (3,1—3,7 Вт/м<sup>2</sup>С). Среди осадочных пород более высокой теплопроводностью характеризуются окремненные песчаники, у которых  $\lambda$  составляет в среднем 2,7 Вт/м<sup>2</sup>С. Особо низким коэффициентом теплопроводности (из изученных пород) характеризуются песчано-глинистые породы мелового возраста (песчаники, алевролиты и аргиллиты), для них среднее значение  $\lambda$  равно 1,4 Вт/м<sup>2</sup>С при сравнительно небольшом разбросе (1,0—1,7 Вт/м<sup>2</sup>С).

Теплопроводность осадочных пород зависит от плотности (или пористости) и влажности. С увеличением пористости теплопроводность пород уменьшается в зависимости от их типа и структуры. Увлажнение горных пород приводит к увеличению тепло-

Коэффициенты теплопроводности горных пород,  
Вт/м °С (Тепловой режим..., 1970)

Породы	Число образцов	Среднее значение	Крайние значения
Глины	128	1,4	0,6—2,7
Песчаники	360	2,2	0,2—3,4
Известняки	247	2,2	0,6—3,1
Мергели	38	2,1	1,0—2,7
Граниты	46	2,5	1,5—3,6
Порфириты	48	2,0	0,6—2,7

проводности, что связано с улучшением тепловых контактов между зернами. Чем больше общая пористость породы, тем больше влияние влажности на ее теплопроводность. В состоянии полного влагонасыщения теплопроводность горных пород является однозначной функцией пористости. Знание этой зависимости имеет практическое значение для внесения поправки на влажность в результате лабораторных опытов, которые зачастую проводятся для сухих образцов.

Экспериментальное изучение зависимости теплопроводности осадочных пород от пористости в сухом и влагонасыщенном состоянии проводилось многими исследователями. При этом предложены различные эмпирические формулы (табл. 3).

Согласно экспериментальным данным Бриджмена (Справочник физических..., 1969) и Р. Роя (Roy, 1963) при росте гидростатического давления на  $10^8$  Па для большинства горных пород коэффициент теплопроводности увеличивается не более, чем на 1%. Можно предположить, что на глубине 5000 м ( $15 \cdot 10^7$  Па) прирост коэффициента теплопроводности за счет давления не превысит 1,5%, в связи с чем при расчетах влиянием давления на коэффициент теплопроводности горных пород можно пренебречь.

Влияние температуры более существенно. Для основной массы пород с ростом температуры до  $600-800^\circ\text{C}$  оно уменьшается, и только для пород с аморфной структурой в этих условиях наблюдается возрастание коэффициента теплопроводности (Моисеенко, Соколова, Истомин, 1970). Е. А. Сакварелидзе (1970) установлена общая форма температурной зависимости  $\lambda$  для сухих пород:

$$\lambda_T = \frac{\lambda_{(20)}}{1 + \alpha \lambda_{(20)} T}, \quad (\text{III.12})$$

где  $\lambda_{(T)}$  — теплопроводность при температуре  $T$ , °С;

$\lambda_{(20)}$  — то же при  $T = 20^\circ\text{C}$ ;

$\alpha$  — поправочный коэффициент, м/Вт.

По экспериментальным данным (Справочник физических констант..., 1969; Чантурашвили 1971 г.), А. Д. Дучковым и Л. С. Соколовой (1974 г.) установлено, что в пределах температур от 20

Эмпирические формулы зависимости коэффициента  
теплопроводности сухих  $\lambda_c$  и влагонасыщенных  $\lambda_{пн}$   
пород от пористости  $m$

Породы	Эмпирическая формула	Первоисточник
Песчаники, алевролиты и аргиллиты (Сибирь и Камчатка)	$\lambda_c = 1,23 - 1,98m \quad (\text{III.4})$ $\lambda_{пн} = 0,42 + 0,83 \lambda_c = 1,44 - 1,64m^*, \quad (\text{III.5})$ $m \leq 0,3$	А. Д. Дучков, Л. С. Соколова (1974 г.)
Песчаники с микро-трещинами (Дагестан)	$\lambda_c = 5,18 \gamma_{ск}^{-2,35} + \frac{0,0188}{m + 0,005} =$ $= 5,18^{(1-m) d_{ск}^{-2,35}} + \frac{0,0188^*}{m + 0,005} \quad (\text{III.6})$ $\lambda_{пн} = 2,42 \gamma_{ск} (1 + 0,44m) - 2,72 = 6,42 (1 - m) \times$ $\times (1 + 0,44m) - 2,72^* \quad (\text{III.7})$	Х. А. Гаирбеков (1975 г.)
Глинистые породы (Дагестан)	$\lambda_{пн} = 1,03 \gamma_n - 0,6 =$ $= 1,03 d_{ск} - 0,6 - 1,03 (d_{ск} - 1) m^* \quad (\text{III.8})$	
Мерзлые известковистые песчаники (Якутия)	$\frac{\lambda_{пн}}{\lambda_c} = 1 + 10w =$ $= 1 + \frac{10m}{d_{ск} (1 - m)}, \quad (\text{III.9})$ $w_n \geq 0,1 \text{ и } m \leq 0,2$	Р. И. Гаврильев (1970 г.)
Горные породы трещиноватые	$\lambda_c = \lambda_p (1 - m)^3, \quad (\text{III.10})$ $m \leq 0,2$	В. В. Ржевский, Г. Я. Новик (1975 г.)
Горные породы осадочные (Чехословакия)	$\frac{\lambda_{пн}}{\lambda_c} = 1 + 2,78m, \quad (\text{III.11})$ $m \leq 0,25$	В. Чермак (1972 г.)

\* Для полностью влагонасыщенных пород формулы (III.5—III.8) нами преобразованы с учетом соотношения:  $m = 1 - \gamma_{ск}/d_{ск}$ ;  $m = W_n = w_n \gamma_{ск}$ ;  $\gamma_n = (1 + w_n) \gamma_{ск}$  ( $\lambda$  в Вт/м °С,  $\gamma$  в кг/м<sup>3</sup>,  $m$  и  $w$  в отн. ед.).

$\lambda_p$  — коэффициент теплопроводности скелета породы ( $m = 0$ );

$\gamma_n$  — объемная масса влагонасыщенной породы;

$\gamma_{ск}$  — объемная масса сухого скелета породы или плотность сухой породы;

$d_{ск}$  — удельная масса породы;

$w_n$  и  $W_n$  — весовая и объемная влажность насыщения.

до 200° С для известняков, песчаников и сланцев значение  $\alpha$  изменяется от  $2,8 \cdot 10^{-4}$  (глинистые сланцы) до  $10,7 \cdot 10^{-4}$  (известняки), в среднем составляет  $6,2 \cdot 10^{-4}$  м/Вт. Для магматических пород среднее значение  $\alpha$  равно  $2,4 \cdot 10^{-4}$  м/Вт. Р. И. Кутас и В. В. Гордиенко (1971) предложили экспоненциальную форму зависимости коэффициента теплопроводности осадочных пород от температуры.

Геотермические исследования в районах распространения многолетнемерзлых пород сопряжены с изучением тепловых свойств мерзлых горных пород. В зависимости от влажности (льдиности) и объемной массы скелета породы теплофизические характеристики рыхлых горных пород (песок, супесь, суглинок и глина) изменяются в широких пределах. В результате обобщения экспериментальных данных по теплофизическим свойствам мерзлых пород рыхлые породы подразделены на два основных типа: песчаные и глинистые. Зависимость коэффициента теплопроводности талых пород от влажности  $w$  и объемной массы скелета  $\gamma_{ск}$  описывается следующей эмпирической формулой (Иванов, Гаврильев, 1965):

$$\lambda_T(w, \gamma_{ск}) = N \lg w + \Omega \quad (\text{III.13})$$

при  $w \geq 1\%$ ,

где  $N$  и  $\Omega$  — параметры, зависящие от типа и объемной массы скелета породы (табл. 4).

Т а б л и ц а 4

Значения параметров  $N$  и  $\Omega$  для песчаных и глинистых пород (Иванов, Гаврильев, 1965)

Параметры	$\gamma_{ск}, \text{ кг/м}^3$						
	1,2	1,3	1,4	1,5	1,6	1,7	1,8
$N_p$	—	—	—	1,01	1,12	1,42	1,37
$\Omega_p$	—	—	—	0,25	0,32	0,20	0,49
$N_g$	0,73	0,84	0,98	1,18	1,13	1,00	—
$\Omega_g$	-0,14	-0,16	-0,17	-0,28	-0,05	+0,24	—

Для расчета коэффициента теплопроводности промерзших пород Р. И. Гаврильевым (1972 г.) предложены следующие эмпирические формулы: для песчаных пород

$$\lambda_m(\gamma_{ск}, w) = \lambda_T(\gamma_{ск}, w) \cdot (0,66 + 0,041w) \quad \text{при } w \geq 5\%; \quad (\text{III.14})$$

для глинистых пород

$$\lambda_m(\gamma_{ск}, w) = \lambda_T(\gamma_{ск}, w) + 0,027w - 0,19 \quad \text{при } w \geq 10\%. \quad (\text{III.15})$$

В этих выражениях величина  $\lambda_T$  в зависимости от  $\omega$  и  $\gamma_{ск}$  определяется по формуле (III.13). При расчете коэффициента теплопроводности горных пород задаваемые в формулах (III.13—III.15) предельные значения  $\omega$  в зависимости от  $\gamma_{ск}$  описываются формулой

$$\omega = d_{вл} (1/\gamma_{ск} - 0,37) \cdot 100, \% \quad (III.16)$$

где  $d_{вл}$  — удельная масса влаги в талой ( $10^3$  кг/м<sup>3</sup>) и мерзлой ( $0,92 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>) породах; значения  $\gamma_{ск}$  изменяются от  $1,2 \cdot 10^3$  до  $1,8 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>.

В области малых значений  $\omega$  (меньше 5% для песчанистых и 10% для глинистых пород) коэффициент теплопроводности промерзших пород может быть меньше, чем их теплопроводность в талом состоянии (Керстен, 1955). Бесков (Beskow, 1947) объясняет это тем, что при замерзании поровой влаги в рыхлых породах происходит раздвижение частиц, что приводит к ухудшению контактов между зернами.

Теплопроводность сухих песчанистых и глинистых пород в зависимости от объемной массы скелета  $\gamma_{ск}$  может быть рассчитана по формуле В. З. Богомолова (1941):

$$\lambda_c = 3\lambda_{возд} \ln \frac{7,4d_{ск} - 3,1\gamma_{ск}}{7,4d_{ск} - 10\gamma_{ск}}, \quad (III.17)$$

где  $\lambda_{возд}$  — теплопроводность воздуха ( $0,026$  Вт/м<sup>°С</sup>)

В этом уравнении можно принять  $d_{ск} = 2,7 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>, а максимальные значения  $\gamma_{ск}$  не более  $2,0 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>.

Считается, что теплофизические свойства горных пород в талом и промерзшем состояниях практически не зависят от температуры (Иванов, Гаврильев, 1965). Полное промерзание песчанистых пород происходит при температуре ниже  $-1^\circ$  С, а глинистых при  $-10^\circ$  С.

Теплоемкость горных пород обладает аддитивным свойством по отношению к теплоемкостям компонентов. В расчетах обычно применяется объемная теплоемкость, которую для талых горных пород можно выразить следующей формулой:

$$c_{\gamma T} = (c_{ск} + c_{в}\omega) \gamma_{ск}, \quad (III.18)$$

где  $c_{ск}$  и  $c_{в}$  — удельная теплоемкость сухой породы (скелета) и воды, Дж/кг<sup>°С</sup>,  $c_{в} = 4,2 \cdot 10^3$  Дж/кг<sup>°С</sup>;

$\omega$  — весовая влажность, отн. ед.;

$\gamma_{ск}$  — объемная масса скелета, кг/м<sup>3</sup>.

В цементированных породах при отрицательных температурах замерзает практически вся влага, ввиду чего их объемная теплоемкость может быть рассчитана по соотношению

$$c_{\gamma M} = (c_{ск} + c_{л}\omega) \gamma_{ск}, \quad (III.19)$$

где  $c_{л}$  — удельная теплоемкость льда ( $2,1 \cdot 10^3$  Дж кг<sup>°С</sup>).

В рыхлых породах (особенно в глинистых) некоторая часть влаги  $\omega_{\text{пс}}$  остается в незамерзшем виде (табл. 5), с учетом которой для объемной теплоемкости напишем выражение

$$c\gamma_{\text{м}} = [c_{\text{ск}} + c_{\text{л}}\omega + (c_{\text{в}} - c_{\text{л}})\omega_{\text{пс}}] \gamma_{\text{ск}}, \quad (\text{III.20})$$

где  $\omega_{\text{пс}}$  — количество незамерзшей прочносвязанной воды, отн. ед. (для глинистых пород  $\omega_{\text{пс}} = 0,09$ , для песчанистых  $\omega_{\text{пс}} \approx 0$ ).

Т а б л и ц а 5

Содержание незамерзшей воды  $\omega_{\text{нв}}$  (%) в песчанистых (Гаврильев, 1972 г.) и глинистых (Нерсесова, 1953) породах при отрицательных температурах

Породы	Температура, °С				
	-0,2	-0,5	-1,0	-2,0	-10
Песчанистые	4	1	0,5	0,5	0,5
Глинистые	18	15	13,6	12,2	9,5

Удельная теплоемкость для большинства горных пород изменяется в пределах  $0,7-1,0 \cdot 10^3$  Дж/кг·°С (Берч, Шерер, Спайсер, 1949) В практических расчетах ее можно принять равной  $0,8 \times 10^3$  Дж/кг·°С. С повышением температуры удельная теплоемкость горных пород увеличивается. Возрастание удельной теплоемкости оценивается средней поправкой 2,9 Дж/кг на 1° С в интервале температур 0—200° С.

Теплофизические свойства промерзающих — протаивающих пород определяются фазовым составом поровой влаги и зависят от температуры. Эти зависимости в общем виде могут быть выражены следующим образом:

коэффициент теплопроводности (Иванов, 1969)

$$\lambda(T) = \lambda_{\text{т}} + (\lambda_{\text{м}} - \lambda_{\text{т}}) \frac{\omega - \omega_{\text{нв}}(T)}{\omega - \omega_{\text{пс}}}, \quad (\text{III.21})$$

объемная теплоемкость (Иванов, Гаврильев, 1965)

$$c\gamma(T) = \{c_{\text{ск}} + 0,5[\omega + \omega_{\text{нв}}(T)]\} \gamma_{\text{ск}} + 80\gamma_{\text{ск}} \frac{d\omega_{\text{нв}}}{dT}, \quad (\text{III.22})$$

где  $\omega_{\text{нв}}(T)$  — количество незамерзшей воды, отн. ед.

В уравнении (III.21)  $\omega_{\text{пс}} \leq \omega_{\text{нв}}(T) \leq \omega$ , ввиду чего  $\lambda_{\text{т}} \leq \lambda(T) \leq \lambda_{\text{м}}$ .

По многочисленным натурным данным ГУГМС о режиме температуры пород с помощью формул (III.2) и (III.3) Н. М. Фроловым и В. Н. Шкатункиным вычислены величины коэффициентов теплопроводности пород в интервалах 0,0—1,6 м и 1,6—3,2 м и составлены соответствующие карты для территории СССР (рис. 9, 10).

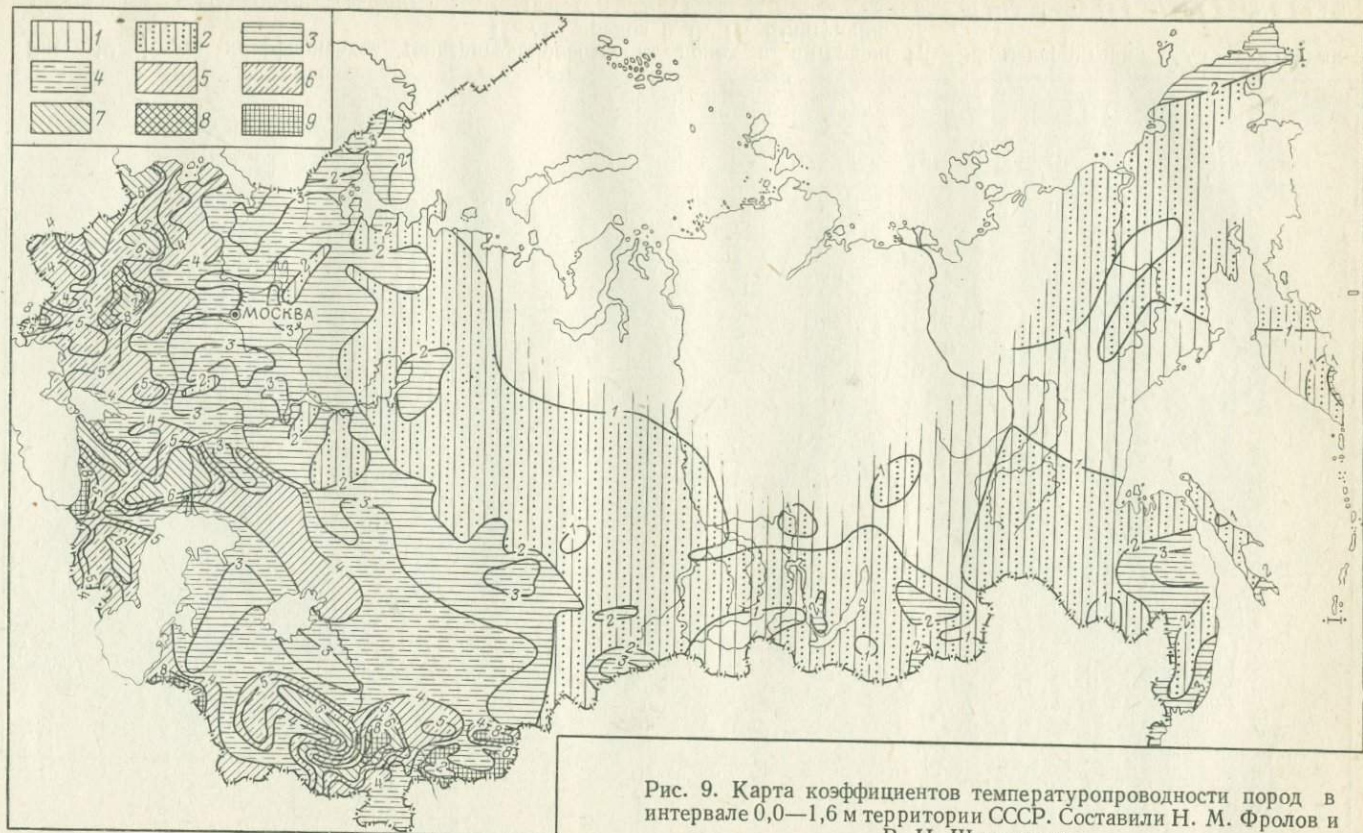


Рис. 9. Карта коэффициентов температуропроводности пород в интервале 0,0—1,6 м территории СССР. Составили Н. М. Фролов и В. Н. Шкатункин.

Коэффициент температуропроводности пород ( $\lambda \cdot 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с): 1 — менее 1; 2 — от 1 до 2; 3 — от 2 до 3; 4 — от 3 до 4; 5 — от 4 до 5; 6 — от 5 до 6; 7 — от 6 до 7; 8 — от 7 до 8; 9 — от 8 до 9

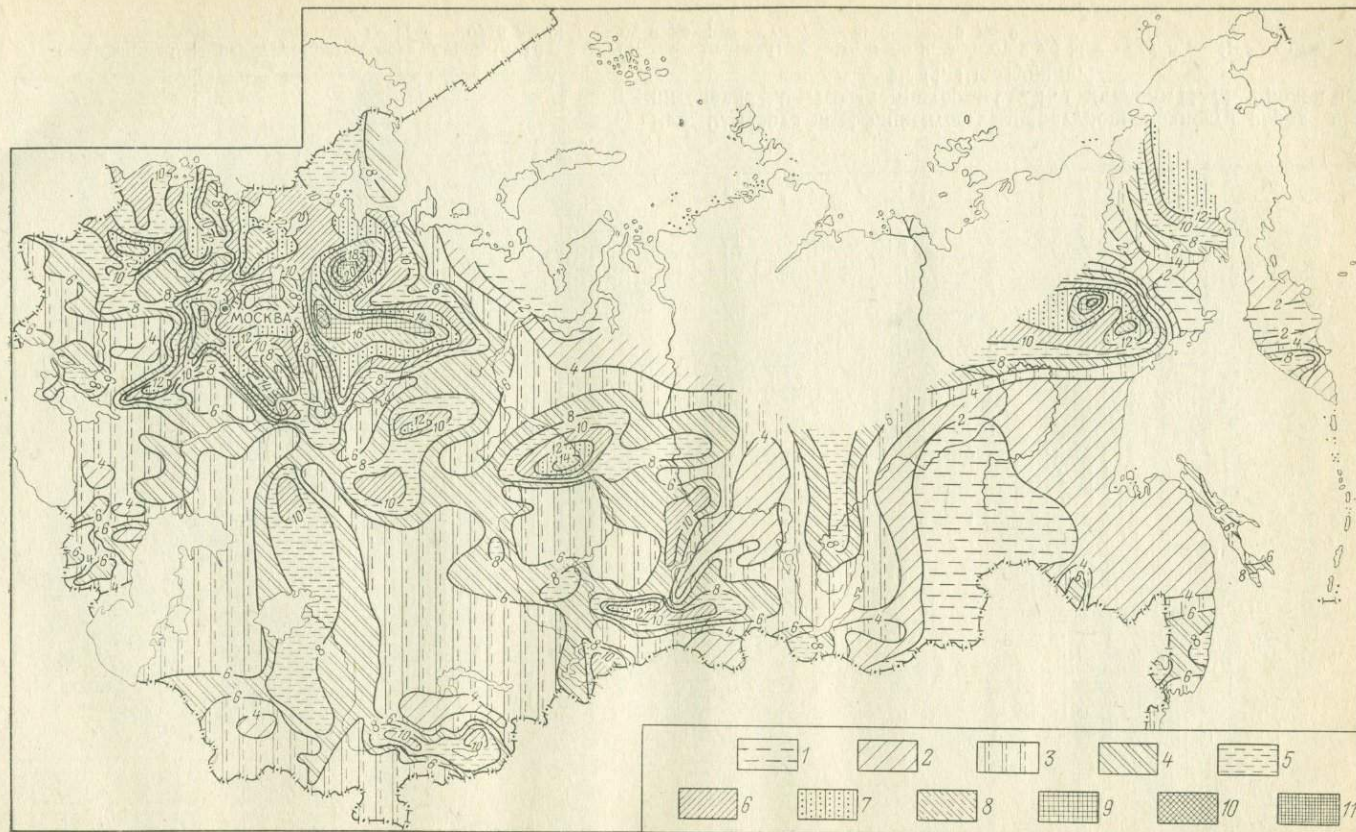


Рис. 10. Карта коэффициентов теплопроводности пород в интервале 1,6—3,2 м территории СССР. Составили Н. М. Фролов и В. Н. Шкатулкин.

Коэффициент теплопроводности пород ( $\mu \cdot 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с): 1 — менее 2; 2 — от 2 до 4; 3 — от 4 до 6; 4 — от 6 до 8; 5 — от 8 до 10; 6 — от 10 до 12; 7 — от 12 до 14; 8 — от 14 до 16; 9 — от 16 до 18; 10 — от 18 до 20; 11 — от 20 до 22

# Тепловой поток

## Вводная часть

В пределах стратисферы и разделяющих ее выступов кристаллического фундамента перенос тепла, как отмечалось, осуществляется в основном молекулярной теплопроводностью и вынужденной конвекцией. Степень изученности этих двух основных форм переноса тепла в недрах Земли далеко не равноценна. Если история изучения кондуктивного или молекулярного теплового потока насчитывает уже около 100 лет, то конвективной составляющей стали заниматься, по существу, лишь в самые последние годы. Суммарный тепловой поток, как известно, определяется из выражения

$$q_{\text{сум}} = q_{\text{кв}} - q_{\text{кд}} = \nu c_0 \rho_0 T - \lambda \frac{\partial T}{\partial x}. \quad (\text{III.23})$$

На большей части территории суши температура с глубиной увеличивается и, следовательно, поток тепла направлен из недр Земли к ее поверхности. Однако нередко (например, на океанических островах или на отдельных участках многолетней мерзлоты) 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, где на огромных территориях, примыкающих как непосредственно к экватору, так и относящихся 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.

Роль подземных вод, отличающихся чрезвычайно высокой теплоемкостью и подвижностью, в перераспределении и выносе тепла из недр Земли привлекала внимание многих исследователей. Однако методы количественной оценки этого фактора предложены лишь в самые последние годы. Строгое решение вопроса о роли подземных вод в выносе тепла из недр Земли можно получить на основе теплового баланса, в котором приходная часть может состоять лишь из молекулярной составляющей, измеряемой в кристаллическом фундаменте (где передача тепла осуществляется только теплопроводностью), а расходная (конвективная часть) может быть определена по разности с учетом измерений в самых верхних слоях стратисферы, перекрывающих фундамент в данном районе или точке. Трудность состоит в том, что такой балансировый подход невозможен при том ограниченном объеме фактических данных по каждой из гидрогеодинамических структур, которыми мы располагаем. В последнее время появились данные, позволяющие хотя и не в полной мере (нет замеров в кристаллическом фундаменте в крупных прогибах), оценить баланс тепла. По дан-

ным поинтервальных измерений молекулярного удельного теплового потока в скважинах северной части Припятской впадины, например (Атрощенко, 1975), составлен баланс тепла для девонских отложений этого района (табл. 6).

Т а б л и ц а 6

Баланс тепла в девоне северной части Припятской впадины  
(Фролов, 1976)

Параметр	Тепловой поток по скважинам, 41,9 мВт/м <sup>2</sup>				
	Кормян- ская 1	Глусская 1	Вишанс- кая 18	Верхне- Перво- майская 1	Речиц- кая 17
Надсолевая толща	0,91	1,11	0,76	1,40	1,38
Солевая и подсолевая тол- щи	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 съема ее подземными водами. Однако в таком подходе есть и свои достоинства, поскольку он дает представление о минимальных размерах конвективной составляющей суммарного теплового потока (см. табл. 6). Как видим, конвективная составляющая даже на платформе почти равна молекулярному тепловому потоку, а в некоторых скважинах превосходит его (скв. Вишанская 18), что, кстати, хорошо согласуется с более ранними данными картирования конвективной составляющей на территории СССР (Фролов, 1968; Frolov, 1968).

Сейчас при оценке количества тепла, выносимого подземными водами, намечились два подхода, которые условно можно назвать дискретным (Schoeller, 1949; Огильви, 1959; Stallman, 1965) и региональным (Фролов, 1964, 1971). Как отмечалось в одной из рецензий на первое издание «Гидрогеотермии» (Кудрявцев, Чижев, 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». Изучением влияния движения подземных вод на величину теплового потока в каждом конкретном случае (с набором наиболее часто встречающихся геолого-гидрогеологических особенностей) занимались В. И. Лялько и М. М. Митник (1967, 1970).

## Влияние движения подземных вод на величину теплового потока

### *Слабопроницаемая толща пород*

Однородный пласт. Принимается гипотеза о преимущественном движении воды в водоносных слоях в горизонтальном направлении, а в относительных водоупорах, разделяющих водоносные слои, — преимущественно в вертикальном направлении (Гиринский, 1947; Мятнев, 1947). Предполагается, что источниками тепла внутри пласта можно пренебречь, температуры воды и скелета пород в каждой точке совпадают, а теплообмен в горизонтальной плоскости пренебрежимо мал. Внутри слоя вода движется вдоль вертикальной оси с постоянной скоростью. Пласт прогревается тепловым потоком. Тогда уравнение переноса тепла молекулярным путем и с помощью конвекции при установившемся режиме записывается

$$\frac{\partial^2 t}{\partial z^2} - \frac{\rho c}{\lambda_1} v_z \frac{\partial t}{\partial z} = 0. \quad (\text{III.24})$$

При условии однозначности

$$t = t_1, \quad z = z_1; \quad (\text{III.25})$$

$$-\lambda \frac{dt}{dz} = q_2, \quad z = z_2 \quad (\text{III.26})$$

решение уравнения имеет вид (Кутас, Лялько, Митник, 1967; Лялько, Митник, 1970), в котором учитывается то, что обычно  $q_2 < 0$ , и сделана подстановка  $q_1 = -q_2$

$$t = t_1 + \frac{q_1}{\rho \lambda} e^{\rho (z_1 - z_2)} [e^{\rho (z_1 - z_2)} - 1], \quad (\text{III.27})$$

а при условии однозначности

$$\begin{aligned} t &= t_1, \quad z = z_1; \\ t &= t_2, \quad z = z_2, \end{aligned} \quad (\text{III.28})$$

решение уравнения может быть записано

$$t = t_1 + (t_2 - t_1) \frac{e^{\rho (z - z_1)} - 1}{e^{\rho (z_2 - z_1)} - 1}, \quad (\text{III.29})$$

где  $t$  — температура на глубине  $z$ .

Полученные выражения (III.27 и III.28) позволяют определить изменение температуры на глубине в зависимости от величины скорости вертикальной фильтрации. Решение уравнения (III.24) при  $z = 0$  выполнено Н. А. Огильви (1959), который отмечал изменение величины теплового потока с глубиной.

Подставив выражения температуры (III.27 и III.29) в формулу теплового потока

$$q_{\kappa d} = -\lambda \frac{dt}{dz}, \quad (\text{III.30})$$

получим величину молекулярного теплового потока соответственно

$$q_{\text{кд}} = -q_1 e^{-\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z - z_2)} \quad (\text{III.31})$$

и

$$q_{\text{кд}} = \rho c v (t_2 - t_1) \frac{e^{-\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z - z_1)}}{1 - e^{-\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_2 - z_1)}}. \quad (\text{III.32})$$

При отсутствии вертикальной фильтрации термограмма выглядит в виде прямой линии, а при ее наличии — в виде кривой. Поэтому применяемая для определения градиента температуры конечно-разностная замена производной при наличии вертикальной фильтрации может привести к определенной погрешности. При геотермических исследованиях тепловой поток определяется обычно по зависимости

$$q_1 = -\lambda \frac{\Delta t}{\Delta z} = \lambda_1 \frac{t(a) - t(-a)}{2a}. \quad (\text{III.33})$$

Пусть истинное значение молекулярного (кондуктивного) теплового потока в точке  $z = 0$  равно  $q$ , а температура  $t_1$ , т. е. в одной точке  $z = 0$  известны температура и тепловой поток. В граничных условиях (III.25, III.26, III.28) это значит  $z_1 = z_2$ . Учитывая это и подставив значения температуры из (III.27) в уравнение (III.33), получим

$$q_1 = \frac{q}{ap} \operatorname{sh}(ap). \quad (\text{III.34})$$

Отсюда величина относительной ошибки, которая при существующей методике определения градиента температуры может быть внесена из-за вертикальной фильтрации флюида, равна

$$\delta = \frac{q_1 - q}{q} 100\% = \left( \frac{\operatorname{sh}(ap)}{ap} - 1 \right) 100\%, \quad (\text{III.35})$$

где  $a$  — половина расстояния между точками замера температуры;

$$p = \frac{\rho c v}{\lambda_1}.$$

Расчеты показывают, что погрешность может достигнуть значительной величины в зависимости от соотношения скорости вертикальной фильтрации, коэффициента теплопроводности и расстояния между точками замера температуры.

С помощью формулы (III.35) составлен двоянный график  $\delta = f(x)$  и  $v = f_1(x)$  с общей осью  $x$  (рис. 11), где

$$x = b \frac{v}{2} = \frac{\rho c}{\lambda_1} (z_2 - z_1) \frac{v}{2}.$$

На нижней части графика проведены лучи  $v = \dot{f}_1(x)$  для различных значений  $b = \frac{\rho c}{\lambda_1} (z_2 - z_1)$ . Приведенная номограмма позволяет легко установить возможную ошибку в определении

молекулярного теплового потока. Из номограммы видно, что при скорости фильтрации  $2 \cdot 10^{-9}$  м/с (6 см/год) ошибка в определении молекулярного теплового потока в случае  $b = \frac{\rho c}{\lambda_1} (z_2 - z_1) = 10^9$  с/м ( $(z_2 - z_1) = 100$  м и  $\lambda_1 = 0,419$  Вт/м °С) равна 18%, а при скорости фильтрации  $6 \cdot 10^{-9}$  м/с (~19 см/год) достигает 230%. С увеличением скорости вертикальной фильтрации ошибка резко увеличивается, а с уменьшением расстояния между точками замера температуры и ростом коэффициента теплопроводности горных пород — уменьшается.

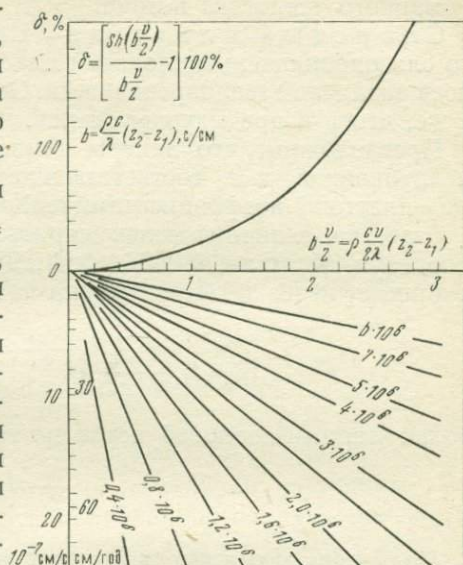


Рис. 11. Влияние скорости фильтрации на погрешность определения молекулярного теплового потока. Составил М. М. Митник

В связи с большой ролью конвекции в теплообмене при оценке суммарного теплового потока из недр Земли необходимо учитывать не только кондуктивную составляющую теплового потока, но и конвективную. Суммарный тепловой поток описывается известным выражением

$$q_{\text{сум}} = \rho c v t - \lambda_1 \left( \frac{dt}{dz} \right). \quad (\text{III.36})$$

Если в этом уравнении сделать подстановку из уравнений (III.27 и III.29), то получим соответственно

$$q_{\text{сум}} = \rho c v t_1 - q_1 e^{-\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_1 - z_2)} \quad (\text{III.37})$$

и

$$q_{\text{сум}} = \rho c v t_1 - \rho c v \frac{t_2 - t_1}{e^{-\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_2 - z_1)} - 1}. \quad (\text{III.38})$$

Как видим, суммарный тепловой поток не изменяется с глубиной, а кондуктивная составляющая зависит от нее. Поэтому усреднение градиента температуры по глубине при наличии

вертикальной фильтрации может привести к ошибке. При скорости вертикальной фильтрации 5 мм/год величина конвективной составляющей теплового потока на глубине при температуре 30° С равна  $\approx 2 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>, что соответствует 40% от средней величины суммарного теплового потока.

Слоистый пласт (двухслойный). Принимается, что слабопроницаемый слоистый пласт состоит из горизонтальных слоев различной теплопроводности. Основные исходные допущения те же, что и в предыдущем случае.

Предположим, что замеры температуры  $t_1$  и  $t_2$  выполнены на глубинах  $z_1$  и  $z_2$  соответственно. Глубина  $z_1$  определяет границу пластов с коэффициентами теплопроводности  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$ . В точке  $z_2$  известна величина молекулярного теплового потока  $q$ . Тогда, используя формулы (III.27 и III.29), выразим температуру на глубине  $z_1$  через  $t_2$ . Температура на границе пласта равна

$$t_r = t_2 + \frac{q}{\rho c v} \left[ e^{\frac{\rho c v}{\lambda_2} (z_r - z_2)} - 1 \right]. \quad (\text{III.39})$$

Молекулярный тепловой поток на границе пластов равен

$$q_r = q e^{\frac{\rho c v}{\lambda_2} (z_r - z_2)}. \quad (\text{III.40})$$

Пользуясь этими выражениями, запишем

$$t_1 = t_2 + \frac{q}{\rho c v} \left( e^{\frac{\rho c v}{\lambda_2} (z_r - z_2)} - 1 \right) + \frac{q}{\rho c v} e^{\frac{\rho c v}{\lambda_2} (z_r - z_2)} \left[ e^{\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_r - z_1)} - 1 \right]. \quad (\text{III.41})$$

Откуда после несложных преобразований получим

$$t_1 = t_2 + \frac{q}{\rho c v} \left\{ 1 - \exp \left[ \frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_2 - z_1) (\alpha n - \alpha - n) \right] \right\}, \quad (\text{III.42})$$

где

$$\alpha = \frac{\lambda_1}{\lambda_2}; \quad n = \frac{z_r - z_1}{z_2 - z_1}.$$

С помощью полученной формулы можно построить термограмму в пласте, состоящем из двух слоев с разными коэффициентами теплопроводности. Из последнего выражения можно определить величину молекулярного теплового потока

$$q_{\text{мд}} = \rho c v (t_2 - t_1) \frac{\exp \left[ \frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_2 - z_1) (\alpha + n - \alpha n) \right]}{\exp \left[ \frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_2 - z_1) (\alpha + n - \alpha n) \right] - 1}. \quad (\text{III.43})$$

Относительная ошибка, допускаемая за счет неоднородности пласта, может быть найдена с помощью выражений (III.32 и III.33)

$$\delta = \frac{1 - \exp \left[ \frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_1 - z_2) (1 - K_1) \right]}{1 - \exp \left[ \frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_1 - z_2) \right]} 100\%, \quad (\text{III.44})$$

где

$$K_1 = \alpha + n - \alpha n.$$

Расчеты выполнены для  $\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_1 - z_2) = 1$  и для различных значений параметра  $K_1$ . Пренебрежение слоистостью пласта приводит к значительной дополнительной ошибке, так при  $K$ , равном 0,05; 0,1; 0,5; 1; 2; 3 и 4,  $\delta$  (%) соответственно равна 92; 85; 38; 0; 37; 50 и 55.

### *Водоносный слой горизонтальный*

Водоносный слой, ограниченный водопорами. Допускается, что скорость движения воды в водоносном слое и его температура по вертикали постоянны. Перекрывающий водоупорный слой имеет постоянную мощность и неизменный коэффициент теплопроводности. Температура «нейтрального слоя» и величина теплового потока через подошву пласта постоянны. Предполагается также, что направления движения воды и потока тепла в водоносном слое совпадают.

Алгебраическая сумма теплового потока через подошву водоносного слоя  $q_1$  и теплового потока через его кровлю может рассматриваться как источник с интенсивностью

$$q_1 - \frac{\lambda_1}{\Delta z} (t - t^*), \quad (\text{III.45})$$

где  $\lambda_1$  и  $\Delta z$  — коэффициент теплопроводности и мощность перекрывающего водоупорного слоя;

$t$  — температура водоносного слоя;

$t^*$  — температура «нейтрального слоя» (см. рис. 2).

Тогда перенос тепла молекулярным путем и конвекцией в слое может быть описан уравнением (Митник, 1970)

$$m\lambda \frac{d^2 t}{dx^2} - m\rho c v \frac{dt}{dx} + q_1 - \frac{\lambda_1}{\Delta z} (t - t^*) = 0, \quad (\text{III.46})$$

где  $x$  — горизонтальная ось координат;

$\lambda$  и  $m$  — коэффициент теплопроводности и мощность водоносного пласта;

$\rho$ ,  $c$  — плотность и удельная теплоемкость воды;

$v$  — скорость фильтрации воды вдоль оси  $x$ .

Решение уравнения при граничных условиях

$$\begin{aligned} t &= t_0, \quad x = 0; \\ t &< \infty, \quad x \rightarrow \infty \end{aligned}$$

может быть записано в следующем виде

$$t = \left( t^* + q_1 \frac{\Delta z}{\lambda_1} \right) (1 - e^{nx}) + t_0 e^{nx}. \quad (\text{III.47})$$

При одновременном действии кондуктивного и конвективного механизмов переноса тепла, т. е. когда  $v \neq 0$ ,  $\lambda \neq 0$  (реальные условия в верхних частях земной коры)

$$n_1 = \frac{\rho c v}{2\lambda} \left[ 1 - \sqrt{1 + \frac{4\lambda\lambda_1}{\Delta z \cdot m \cdot (\rho c v)^2}} \right]. \quad (\text{III.48})$$

При  $\lambda = 0$  (только конвективный теплообмен),  $v \neq 0$

$$n_2 = - \frac{\lambda_1}{m \Delta z \cdot \rho \cdot c \cdot v}. \quad (\text{III.49})$$

При  $v = 0$  (только молекулярный теплообмен),  $\lambda \neq 0$

$$n_3 = - \sqrt{\frac{\lambda_1}{\lambda \cdot m \cdot \Delta z}}. \quad (\text{III.50})$$

Выражение из уравнения (III.47)

$$t^* + q_1 \frac{\Delta z}{\lambda_1} = t_p \quad (\text{III.51})$$

определяет температуру равновесия ( $t_p$ ), т. е. температуру слоя, обусловленную тепловым потоком из недр Земли, тепловым сопротивлением перекрывающих пород и температурой «нейтрального слоя». Это та «фоновая» температура, которую имеет горизонтальный слой на заданной глубине. После того как в точке  $x = 0$  появится вода с температурой, отличной от  $t_p$ , температура в пласте установится в соответствии с уравнением (III.47). При  $v = 2 \cdot 10^{-9}$  м/с (6,3 см/год);  $t_0 = 100^\circ \text{C}$ ;  $t_p = 40^\circ \text{C}$ ;  $\Delta z = 10^3$  м;  $\lambda = \lambda_1 = 1,7$  Вт/м  $^\circ\text{C}$ ;  $m = 10$  м;  $\rho c = 4,2$  кДж/кг  $^\circ\text{C}$  показано изменение температуры в водоносном слое при одновременном действии молекулярного и конвективного теплообмена, только молекулярного теплообмена и только конвекции. Выбор механизма теплопереноса, выбор расчетной схемы (рис. 12) имеют большое значение при изучении теплового режима. Для оценки правильности выбора расчетной схемы был выполнен расчет коэффициента  $n$  для указанных трех вариантов теплопереноса (III.48; III.49 и III.50) и различных значений скорости фильтрации при  $\lambda = \lambda_1 = 1,68$  Вт/м  $^\circ\text{C}$ ;  $\rho c = 4,2$  кДж/кг  $^\circ\text{C}$ ;  $\Delta z = 10^3$  м;  $m = 10$  м. Оценена также относительная ошибка определения  $n$ , обусловленная заменой реального процесса тепло-

Относительная ошибка определения коэффициента  $n$ , допускаемая при упрощении реального процесса теплопереноса

Принятый процесс теплопереноса	Скорость фильтрации, м/год ( $10^{-2}$ )							
	1,5	2,2	3	6	15	22	30	300
Конвекция $\delta = \frac{n_2 - n_1}{n_1}, 100\%$	—	525	325	156	44	25	14	0
Теплопроводность $\delta = \frac{n_3 - n_1}{n_1}, 100\%$	7	9	14	28	82	125	186	—

переноса  $n_1$  конвективным  $n_2$  или кондуктивным  $n_3$  при различных значениях скорости фильтрации (табл. 7).

Как видно из табл. 7, при скорости фильтрации меньше  $3 \times 10^{-2}$  м/год выбор кондуктивного процесса влечет ошибку в определении коэффициента  $n$  не более 14%. При скорости более 0,3 м/год можно принимать только конвективный механизм теплопереноса, так как ошибка в оценке коэффициента  $n$  также не будет превышать 14%. Внутри указанного диапазона скоростей при изучении процессов теплообмена необходимо рассматривать как кондуктивный, так и конвективный теплообмен в совокупности. Точка пересечения кривых  $n = f(v)$  для теплопроводности и конвекции определяет границу зон преобладающего влияния теплопроводности и конвекции. Этот вывод справедлив для конкретных исходных данных, в связи с чем подобный анализ необходим в каждом конкретном случае.

Тепло, внесенное водой с температурой  $t_0$  на координате  $x = 0$ , искажает исходную температуру пласта  $t_p$  и тепловой режим окружающих пород на ограниченном участке пути движения воды. Определим величину этого пути, необходимую для охлаждения или нагрева воды до температуры равновесия  $t_p$ , т. е. до температуры, которая имела место до внедрения в пласт воды с температурой  $t_0$ . Уравнение (III.47) можно привести к виду

$$\frac{t - t_p}{t_0 - t_p} = e^{nx}. \quad (\text{III.52})$$

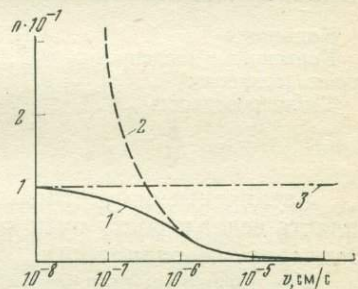


Рис. 12. Влияние скорости фильтрации и процесса теплопереноса на величину коэффициента  $n$ . Составил М. М. Митник.  
1 — совместный процесс передачи тепла конвекцией и молекулярной теплопроводностью; 2 — перенос тепла конвекцией; 3 — перенос тепла кондукцией

Как видно,  $t = t_p$  при  $x = \infty$ , т. е., строго говоря, воздействие  $t_0$  будет незаметно на  $x = \infty$ . Координату равновесия  $x_p$  будем определять как координату, на которой температура воды отличается от температуры равновесия на величину, соизмеримую с точностью современных термометров ( $\varepsilon_T = 0,01^\circ \text{C}$ ). Принимая, что  $t - t_p = \varepsilon_T$  из выражения (III.52) определим расстояние  $x_p$

$$x_p = \frac{1}{n} \ln \frac{\varepsilon_T}{t_0 - t_p}. \quad (\text{III.53})$$

Для случая  $\varepsilon_T = 0,01^\circ \text{C}$  и  $t_0 - t_p = 10^\circ \text{C}$  были определены значения  $x_p$  для различных процессов теплопереноса и различных скоростей движения воды (табл. 8).

Т а б л и ц а 8

Расстояние, необходимое для достижения потоком температуры равновесия,  $x_p$  (м)

Вид теплопереноса	Скорость движения воды, м/год ( $10^{-2}$ )				
	0,3	3	30	300	3000
Конвекция	$1,75 \cdot 10^1$	$1,75 \cdot 10^2$	$1,75 \cdot 10^3$	$1,75 \cdot 10^4$	$1,75 \cdot 10^5$
Конвекция и теплопроводность (совместно)	$7,1 \cdot 10^2$	$7,8 \cdot 10^2$	$2 \cdot 10^3$	$1,75 \cdot 10^4$	$1,75 \cdot 10^5$
Теплопроводность	$7 \cdot 10^2$	$7 \cdot 10^2$	$7 \cdot 10^2$	$7 \cdot 10^2$	$7 \cdot 10^2$

Увеличение скорости движения воды и мощности водоносного пласта ведет к росту пути  $x_p$ , необходимого для достижения водой температуры равновесия.

Как видно из выражений (III.47) и (III.53), если температура воды  $t$  в какой-либо точке горизонтального пласта отличается от температуры равновесия  $t_p$ , то по мере перемещения воды  $t$  будет приближаться к  $t_p$ . Охлаждаясь, вода будет отдавать тепло, увеличивая тепловой поток над водоносным горизонтом, а нагреваясь, будет поглощать тепло, идущее из недр, уменьшая тепловой поток над водоносным горизонтом.

Принято, что в перекрывающих пластах перенос тепла осуществляется только кондукцией, ввиду чего величина удельного теплового потока над водоносным горизонтом определяется по известной формуле

$$q = \lambda_1 \frac{t - t^*}{\Delta z}. \quad (\text{III.54})$$

Подставляя в выражение (III.54) значение температуры из формулы (III.47), получим

$$q = q_1 + (q_0 - q_1) e^{nx}, \quad (\text{III.55})$$

где  $q_0 = \lambda_1 \frac{t_0 - t^*}{\Delta z}$  — плотность удельного теплового потока через кровлю водоносного горизонта в точке  $x = 0$ ;

$q_1$  — плотность удельного теплового потока через подошву водоносного горизонта.

Полученное выражение позволяет определить влияние горизонтального движения воды на величину теплового потока над водоносным пластом. Расчет  $q(x)$  выполнен для  $q_1 = 6,3 \times 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>;  $q_0 = 14,7 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>;  $v = 5 \cdot 10^{-9}$  м/с (15 см/год);  $m = 10$  м;  $\Delta z = 10^3$  м;  $\lambda = \lambda_1 = 1,7$  Вт/м °С (табл. 9).

Т а б л и ц а 9

Изменения величины удельного теплового потока над водоносным горизонтом ( $4 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>)

Вид теплопереноса	x, м		
	10	10 <sup>2</sup>	5 · 10 <sup>2</sup>
Конвекция	3,44	2,45	1,54
Конвекция и теплопроводность (совместно)	3,48	2,71	1,65
Теплопроводность	3,39	2,28	1,51

Таким образом, из выражения (III.55) следует, что увеличение скорости фильтрации воды и мощности водоносного горизонта приводит к увеличению зоны искаженного теплового потока. Выбор расчетной схемы процесса теплопереноса определяет правильность полученного результата и должен быть обоснован с учетом скорости фильтрации.

Водоносный слой, ограниченный слабо проницаемыми породами. Допускается, что в горизонтальном водоносном пласте, ограниченном сверху и снизу слабо проницаемыми породами, теплоперенос осуществляется конвекцией, а через вмещающие слабопроницаемые породы — конвекцией и теплопроводностью.

Выделим участок, на котором суммарные тепловые потоки через подошву  $q_{\text{сум}_1}$  и через кровлю  $q_{\text{сум}_2}$  можно считать постоянными, и составим для него уравнение теплового баланса (Кутас, Лялько, Митник, 1967)

$$F(q_{\text{сум}_1} - q_{\text{сум}_2}) = Q_1 t_1 c_p - (Q_1 + v_2 F) t_2 c_p, \quad (\text{III.56})$$

где  $Q_1$  — расход воды в начале участка;  
 $t_1, t_2$  — температура воды соответственно в начале и в конце участка;  
 $v_2$  — алгебраическая сумма скоростей вертикальной фильтрации через подошву и кровлю горизонта;

$F = \Delta S \cdot \Delta l$  — площадь участка в плане;

$\Delta S$  и  $\Delta l$  — длина и средняя ширина участка соответственно.

Отсюда соотношение суммарных тепловых потоков через кровлю и подошву водоносного горизонта может быть записано

$$q_{\text{сум}_1} - q_{\text{сум}_2} = \frac{\rho c}{F} [Q_1 t_1 - (Q_1 + v_2 F) t_2]. \quad (\text{III.57})$$

Это уравнение позволяет определить величину температуры в конце рассматриваемого участка.

Рассматривая систему  $j$  водоносных горизонтов и учитывая, что суммарный тепловой поток через кровлю нижележащего водоносного горизонта равен суммарному тепловому потоку через подошву вышележащего водоносного горизонта, получим

$$q_{\text{сум}_{1,Н}} - q_{\text{сум}_{2,В}} = \frac{\rho c}{F} \sum_{i=1}^j [Q_i (t_{i1} - t_{i2}) - F v_{zi} t_{i2}], \quad (\text{III.58})$$

где  $q_{\text{сум}_{1,Н}}$  и  $q_{\text{сум}_{2,В}}$  — суммарный тепловой поток через подошву нижнего и кровлю верхнего горизонта;

$i$  — индекс пласта.

Приведенные уравнения позволяют определить влияние гидродинамических условий на геотермические параметры.

### *Водоносный слой наклонный*

Методы расчета аномалии теплового потока, вызванной движением воды в наклонном пласте, рассмотрены в работах Н. М. Кругликова (1963) и Э. Б. Чекалюка (1965). Однако эти решения применимы в условиях известного распределения температуры в водоносном пласте. Ниже предлагается приближенный метод расчета температуры в наклонном водоносном пласте и теплового потока над водоносным пластом. При этом допускается, что скорость фильтрации в пласте постоянна, а передача тепла в нем осуществляется как конвективным, так и кондуктивным путями. Во вмещающих водоупорных породах передача тепла осуществляется только молекулярным путем, а величина удельного теплового потока через подошву водоносного пласта постоянна. Решая эту задачу, наклонный пласт условно заменим рядом горизонтальных ступеней. Глубина ступени принимается равной средней глубине участка водоносного пласта на длине ступени. Движение воды по наклонному пласту заменяется движением по ступенчатому пласту, состоящему из горизонтальных и вертикальных участков. Предполагается, что вода охлаждается или нагревается при движении по горизонтальным участкам ступени, приближаясь к температуре  $t_p$ , а при движении по вертикальным участкам температура остается неизменной. Каждая ступень характеризуется своей температурой равновесия ( $t_p$ ), которая

обусловливается тепловым потоком через подошву пласта, тепловым сопротивлением перекрывающих пород и температурой «нейтрального слоя». Температура воды на входе в горизонтальный участок ступени равна температуре на выходе из предыдущей ступени и поэтому отличается от температуры равновесия для расчетного участка. Величина разности этих температур определяется высотой вертикального участка ступени, а величина охлаждения или нагрева воды при движении по ступени определяется скоростью фильтрации и длиной ступени. Для определения изменения температуры при движении воды по горизонтальному участку ступени воспользуемся уравнением (III.52), которое запишем в виде

$$t = t_p + (t_0 - t_p) e^{nx}, \quad (\text{III.59})$$

где  $x$  — путь, пройденный водой на данном горизонтальном участке;

$t_0$  — температура воды на входе в горизонтальный участок;

$t_p$  — температура равновесия;

$n$  — коэффициент, определяемый по формуле (III.48).

Выполняя расчеты с помощью формулы (III.59) для всех ступеней, получим распределение температуры в наклонном водоносном пласте. Допуская, что перенос тепла в перекрывающем водоупоре осуществляется только теплопроводностью, определим тепловой поток над водоносным пластом

$$q = \lambda_1 \frac{t - t^*}{\Delta z}, \quad (\text{III.60})$$

где  $\lambda_1$  — коэффициент теплопроводности перекрывающих пород;

$\Delta z$  — глубина ступени;

$t^*$  — температура «нейтрального слоя»;

$t$  — температура пласта.

Принимая, что тепловой поток над водоносным пластом не изменяется с глубиной, определим температуру на заданной глубине  $\Delta z_1$

$$t_{\Delta z_1} = t^* + \frac{\Delta z_1}{\Delta z} (t - t^*). \quad (\text{III.61})$$

Описываемый метод позволяет оценить влияние движения воды в наклонном пласте, влияние угла наклона пласта, его мощности и других факторов на формирование геотемпературного режима.

Рассмотрим некоторые особенности влияния движения подземных вод в наклонных пластах на формирование теплового поля локальных структур. Предполагаем, что в пределах положительной структуры водоносный пласт залегает так, что вода при своем движении по одному крылу сначала поднимается к своду, а затем по другому крылу опускается до горизонтального участка. Исходя из этого гидрогеодинамические условия в погребенной брахиантиклинальной складке, деформирующей горизонтальное зале-

гание водоносного пласта, могут быть сведены к фильтрации воды в наклонных пластах.

Допустим, что гипотетическая положительная структура имеет треугольный профиль, размер у основания которой на глубине 2000 м в направлении движения воды равен 9000 м. С учетом углов падения пластов рассматриваются четыре варианта: I—I, II—II, III—III и IV—IV с углами наклона водоносного пласта и положением вершины на глубине соответственно 20° и 500 м, 15° и 875 м, 10° и 1250 м, 5° и 1600 м. Коэффициенты теплопроводности водоносного пласта и перекрывающих пород приняты равными  $\lambda = \lambda_1 = 2,1$  Вт/м °С. Величина удельного теплового потока через подошву водоносного пласта принимается равной  $q = 4,2 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>, а температура «нейтрального слоя» — 10° С. Расчет ведется по изложенной выше методике с помощью формул (III.59), (III.60) и (III.61).

Для удобства расчетов наклонный пласт заменяется ступенчатым. Размер горизонтального участка ступеней равен 500 м, всего в пласте 18 ступеней (рис. 13). Температура воды на входе в первую ступень, т. е. в начале наклонного участка, равна температуре равновесия горизонтального водоносного пласта, расположенного на глубине 2000 м, и определяется по формуле (III.51);  $t_0 = t_p = 50^\circ$  С. Температура пласта в конце ступени оценивается по формуле (III.59). По результатам определения температуры водоносного пласта найдена величина температурной аномалии (см. рис. 13). Рассматривая результаты расчетов, можно отметить тесную связь между температурой водоносного пласта, скоростью фильтрации подземных вод и углом наклона пласта. Анализируя величину температурной аномалии в пласте, т. е. разницу между температурой пласта и температурой равновесия (фоновой) на данной глубине, можно заметить, что при восходящем движении по крылу температурная аномалия положительна, а при нисходящем она уменьшается и меняет знак. Величина температурной аномалии отражает влияние движения воды по наклонному пласту и может использоваться для оценки скорости фильтрации.

При скорости 3 м/год максимум положительной температурной аномалии совпадает с вершиной структуры и по мере уменьшения скорости перемещается против течения от вершины к периферии. Интересно, что направление от положительной и отрицательной аномалий совпадает с направлением движения подземных вод и может быть использовано при изучении гидрогеологической обстановки. Зная температуру водоносного пласта, можно изучать закономерности распределения теплового потока над водоносным пластом по формуле (III.60) и распределение температуры на глубине 500 м по формуле (III.61). Результаты расчетов приведены на рис. 14, где изолинии тепловых потоков и температур нанесены на план рассматриваемой структуры. Конфигурация изолиний тепловых потоков и изотерм на глубине 500 м не совпадает с изогипсами водоносного пласта; они располагаются асим-

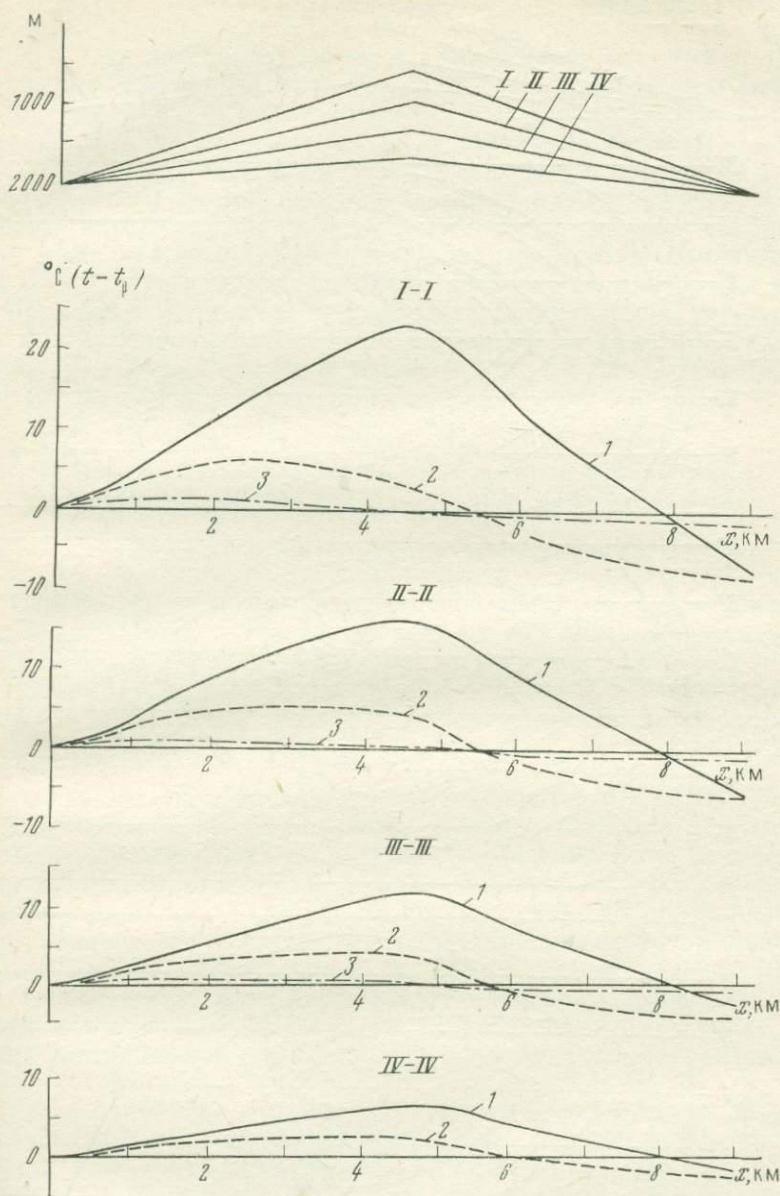


Рис. 13. Зависимость величины температурной аномалии от скорости фильтрации подземных вод в наклонном пласте локальной структуры. Составил М. М. Митник.

1 — скорость фильтрации 3,0 м/год; 2 — то же, 0,3 м/год; 3 — то же, 0,03 м/год

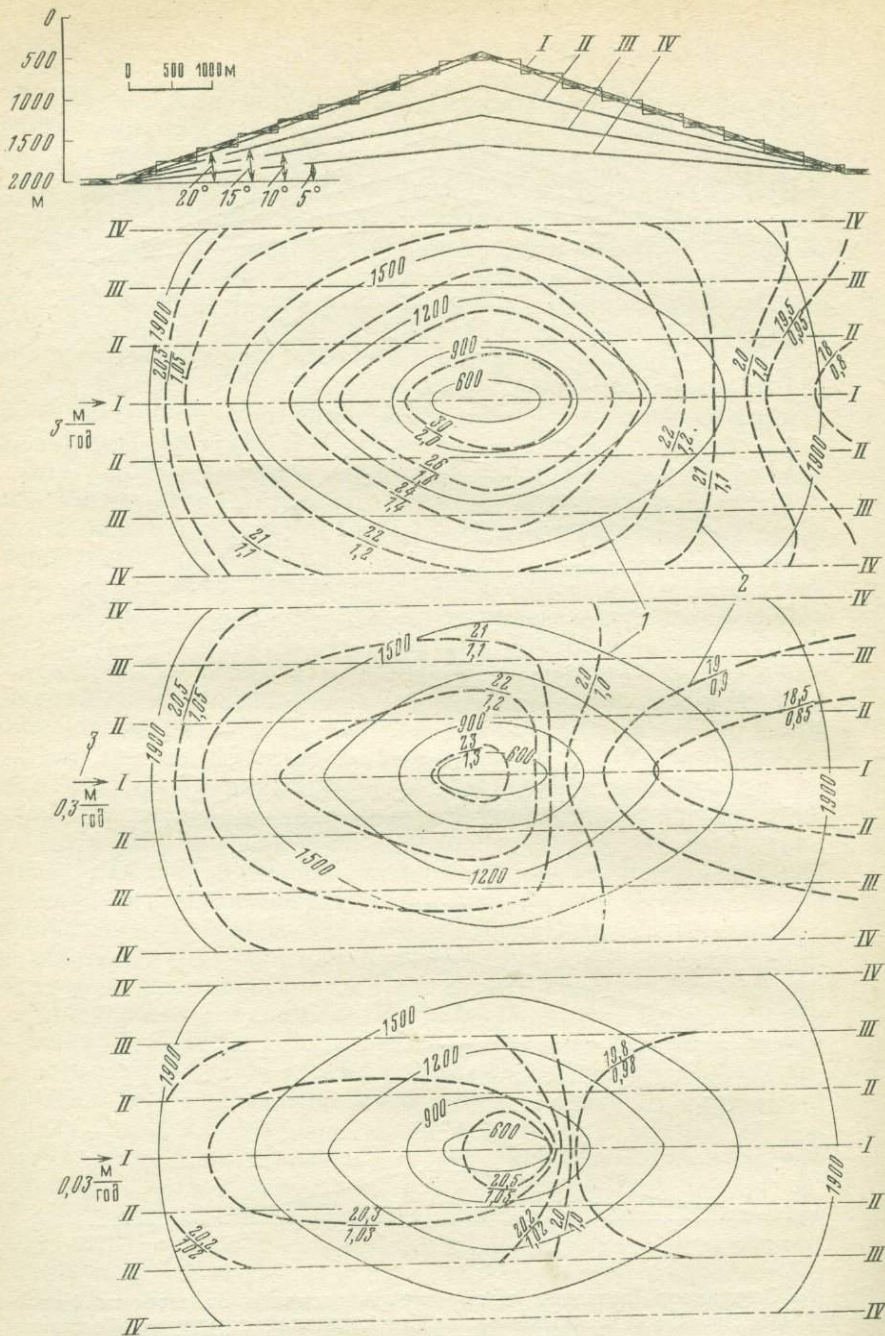


Рис. 14. Распределение теплового потока и температуры на глубине 500 м над структурой. Составил М. М. Митник.

1 — изолинии глубины залегания середины водоносного пласта; 2 — изолинии температуры (числитель) и теплового потока ( $n \cdot 41,9$  мВт/м<sup>2</sup>) над пластом (знаменатель); 3 — напругление и скорость фильтрации

метрично по отношению к структуре и вытягиваются против движения потока. При этом над крылом структуры, где воды движутся вверх, формируются положительные тепловая и температурная аномалии, а над крылом структуры с нисходящим движением вод — отрицательные. Если над структурой при скорости 3 м/год тепловые потоки в районе свода равны  $(11,8—9,6) \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>, а над восходящим крылом в точке  $x = 2$  км  $5,8 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>, то при скорости 0,3 м/год в своде структуры тепловые потоки равны  $(5,5—5,7) \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>, а при скорости 0,03 м/год —  $4,2 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>. Разницы температур на глубине 500 м над сводом и над крылом с восходящим движением вод по профилю I—I при тех же скоростях соответственно равны 18, 3,6 и 1° С. Разницы температур на той же глубине над сводом и над крылом с нисходящим движением вод по тому же профилю при тех же скоростях соответственно равны 20, 5 и 1,3° С.

### Некоторые экспериментальные данные о влиянии движения подземных вод на величину теплового потока

#### *Вертикальное движение подземных вод*

Измеренная величина кондуктивной составляющей теплового потока, как было показано, зависит от величины скорости вертикальной фильтрации. Величина допускаемой при измерениях теплового потока относительной ошибки более 10% возможна при скорости фильтрации около 10 см/год и значениях параметра  $b = \frac{\rho c}{\lambda} (z_2 - z_1)$  более  $50 \cdot 10^5$  с/см, т. е. при  $z_2 - z_1 = 100$  м и величине коэффициента теплопроводности пород  $2 \times 419$  мВт/м°С. В большинстве случаев коэффициент теплопроводности изменяется в пределах  $(2—10) \cdot 419$  мВт/м°С, а величина  $z_2 - z_1$  от 10 до 100 м, в связи с чем параметр  $b$  изменяется обычно в диапазоне  $1 \cdot 10^5—5 \cdot 10^6$ , что при скорости вертикальной фильтрации менее 10 см/год дает величину относительной ошибки в определении молекулярного теплового потока меньше 10%, а это соизмеримо с погрешностью измерений. С увеличением скорости вертикальной фильтрации погрешность определения  $q_{кд}$  резко увеличивается и при скорости порядка 40 см/год превышает 200%.

Регистрируемые вертикальные скорости фильтрации обычно меньше 10 см/год. Поэтому специально проанализированы те случаи, когда скорость вертикальной фильтрации превышает указанную цифру (табл. 10). Ошибка в определении кондуктивной составляющей теплового потока редко превышает 10% даже при скорости вертикальной фильтрации более 10 см/год. Суммарный же поток тепла в отдельных интервалах во много раз превышает величину  $q_{кд}$ , а его направление определяется направлением вертикальной фильтрации подземных вод (см. табл. 10).

Влияние вертикальной фильтрации подземных вод (Днепровско-Донецкая впадина)  
на изменение величины теплового потока (Митник, 1972)

Площадь и номер скважины	Интервал, м	Температура, °С	$\lambda, 419 \text{ мВт/м}^\circ\text{С}$	Скорость фильтрации, м/год ( $10^{-2}$ )	$\frac{\rho C}{\lambda} (z_2 - z_1) 10^{-6}$	$q_{\text{кд}}, 41,9 \text{ мВт/м}^2$	$\delta, \%$	$q_{\text{сум}}, 41,9 \text{ мВт/м}^2$
Верхнеланная 51	1400—1550	45,36—50,24	3,6	15	4,2	1,17	15	+20,7
	1550—1650	50,24—53,10	4,5	15	2,2	1,29	7	+22,9
Чижевская 9	1600—1700	45,30—48,03	4,0	-19	2,5	1,09	10	-28,2
Шевченко-Бли- нецы 302	700—800	27,80—30,81	4,0	-8	2,5	1,20	2	+5,75
	900—1000	32,10—35,73	4,0	12	2,5	1,45	4	+10,7
Миролюбовская 9	800—900	29,29—31,67	5,0	13	2,0	1,19	2	+10,8
	1000—1100	35,01—37,88	4,5	-10	2,2	1,26	2	-12,56
	1400—1500	46,00—48,92	4,2	-19	2,4	1,23	9	-29,0
	1700—1800	55,21—58,46	4,0	-17	2,5	1,40	9	-31,4
	1800—1900	58,46—62,12	4,0	13	2,5	1,46	5	+22,4
Руновщинская 5	2100—2200	58,64—61,43	4,0	-22	2,5	1,15	14	-42,1
	1500—1600	46,11—47,68	4,5	-10	2,2	0,70	2	-15,4
Руновщинская 1	700—800	27,66—30,61	3,5	10	2,85	1,03	3	+7,8
Шебелинская 84	1100—1200	38,82—41,37	4,0	-10	2,5	1,02	3	-13,4
	1200—1300	41,37—43,00	4,5	11	2,2	0,73	2	+13,7
Колонтаевская 9	1900—2000	53,71—55,93	3,5	-14	2,85	0,78	6	-25,0
	2000—2100	55,93—57,73	4,5	24	2,2	0,81	10	+41,7

Знак «-» указывает направление теплового потока вверх, а знак «+» вниз.

Примем условно, что критической величиной скорости вертикальной фильтрации, которую необходимо учитывать при оценке конвективной составляющей теплового потока, является скорость, при которой конвективный тепловой поток равен половине кондуктивного теплового потока

$$\rho c v t = 0,5 q_{\text{кд}} \quad (\text{III.62})$$

Учитывая, что в среднем  $q_{\text{кд}} = 41,9$  мВт/м<sup>2</sup>, можно записать

$$v = \frac{0,5 \cdot 20,95}{\rho c t} \text{ м/с.} \quad (\text{III.63})$$

Таким образом, величина скорости вертикальной фильтрации, начиная с которой необходимо учитывать конвективную составляющую теплового потока, тем меньше, чем выше температура подземных вод, так как с увеличением глубины величина этой критической скорости падает. Например, если в интервале 700—800 м при температуре 30° С величина скорости, начиная с которой надо учитывать конвективный вертикальный тепловой поток, равна  $5 \cdot 10^{-3}$  м/год, то на глубинах 3—4 км при температуре 100° С эта скорость падает до  $1,5 \cdot 10^{-3}$  м/год.

Изложенное с полной очевидностью указывает на необходимость учета гидрогеологических условий при определении величины теплового потока. Скорость вертикальной фильтрации играет определяющую роль не только при оценке величины суммарного теплового потока, но и его направления. Критическое ее значение, выше которого необходимо учитывать конвективную составляющую теплового потока, уменьшается с 5 мм/год на глубине 700—800 м до 1,5 мм/год на глубине 3—4 км.

Конвективную составляющую (по вертикали) можно оценить также как оставшуюся часть баланса тепла (Фролов, 1976). 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. 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 ( $5,25 \cdot 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C/м}$ ), тепло распространяется исключительно молекулярным путем. Тогда минимальный суммарный поток тепла в этом интервале при теплопроводности известняков  $1,5 \text{ Вт/м }^\circ\text{C}$  составит  $7,8 \cdot 10^{-2} \text{ Вт/м}^2$ . Поскольку ниже этого слоя градиент температуры уменьшается, то при постоянном тепловом потоке это может обуславливаться увеличением теплопроводности с глубиной либо дополнительным переносом тепла конвекцией. Допустим, 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  $4,9 \text{ Вт/м }^\circ\text{C}$  ( $\lambda = q/\text{grad } T = \frac{7,8 \cdot 10^{-2}}{1,6 \cdot 10^{-2}}$ ), т. е. более чем в три раза. Для одинаковых по возрасту и литологическому составу пород в пределах одного участка это маловероятно. Остается допустить вторую возможность — тепло в этом (нижнем) интервале переносится дополнительно с подземными водами. Для количественной оценки этой части тепла будем считать, что зафиксированный в интервале 45—65 м тепловой поток является суммарным, а теплопроводность нижнесарматских известняков по разрезу примерно одинаковая. Тогда в интервале 65—85 м молекулярный тепловой поток будет равен  $6,6 \cdot 10^{-2} \text{ Вт/м}^2$ , а разница (перенос тепла конвекцией) составит  $0,28 \cdot 41,9 \text{ мВт/м}^2$  ( $1,84—1,56 \cdot 41,9$ ) \*. Зная перепад температур на границах интервала, из выражения  $q_{\text{кв}} = v c_0 \rho t_0$  можно оценить необходимую для этого скорость фильтрации ( $0,028 \text{ см/сут}$ ). Аналогичным образом находим, что ниже, в интервале 105—115 м, кондуктивная составляющая падает до  $0,56 \cdot 41,9 \text{ мВт/м}^2$ , а конвективная возрастает до  $1,28 \cdot 41,9 \text{ мВт/м}^2$ , что может быть обусловлено увеличением скорости фильтрации до  $0,69 \text{ см/сут}$ .

### *Горизонтальное движение подземных вод*

Анализ горизонтального теплопереноса в нижнепермско-верхнекаменноугольном водоносном комплексе Днепровско-Донецкой впадины (табл. 11) показывает, что в естественных условиях только в районе городов Чернигова и Полтавы, где отмечаются малые скорости фильтрации, коэффициент  $n_1$ , характеризующий реальный процесс теплопереноса, приближается по величине к коэффициенту  $n_3$ , характеризующему кондуктивный теплоперенос. Таким образом, на большей части Днепровско-Донецкой впадины в нижнепермско-верхнекаменноугольном водоносном ком-

\* Этот подход отличается от рассмотренного ранее для Припятской 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.

## Исследование процесса теплопереноса в ненарушенных условиях

Параметры	Район							
	Чернигов	Ромны	Прилуки	Миргород	Полтава	Щебелянка	Балаклея	Чернухи
$v$ , м/с ( $10^{-9}$ )	0,1	2	5	0,7	0,3	1	1	1
$m$ , м	100	100	100	150	150	250	250	150
$\Delta z$ ( $10^3$ ) м	1,5	2	3	4	4	4	4	3
$n_1 = \frac{\rho c v}{2\lambda} \left( 1 - \sqrt{1 + \frac{4}{m \Delta z} \left( \frac{\lambda}{\rho c v} \right)} \right) (10^{-6})$	-24	-8,5	-2,5	-8,1	-9,7	-3,5	-3,5	-7
$n_2 = -\frac{\lambda}{m \Delta z \rho c v} (10^{-6})$	-26,6	-1,0	-2,66	-1,1	-2,2	-4	-4	-8,9
$n_3 = -\sqrt{\frac{\lambda}{\lambda_1 m \Delta z}} (10^{-6})$	-25,8	-22	-18,3	-14,9	-13	-10	-10	-15

плексе процесс теплопереноса может считаться конвективным. По той же методике сделан прогноз при условии работы Миргородского и Полтавского водозаборов. Для этого предварительно были определены скорости фильтрации, которые значительно увеличились по сравнению с начальными (ненарушенными) условиями (табл. 12). Оценка коэффициента  $n$  показала (табл. 13), что при стационарном режиме работы водозабора процесс теплопереноса в нижнепермско-верхнекаменноугольном комплексе Днепровско-Донецкой впадины с достаточной степенью точности может рассматриваться как конвективный. Во всех рассмотренных случаях показатель  $n_1$  для реального процесса незначительно отличается от показателя  $n_2$  для конвективного процесса.

Т а б л и ц а 12

Распределение скоростей фильтрации в прогнозных условиях

Район	Перепад напоров на ячейке $\Delta H$ , м	Длина ячейки $\Delta S$ , м $10^3$	Градиент напора $10^{-3}$	Коэффициент водопроницаемости $T$ , м <sup>2</sup> /сут	Эффективная мощность $m$ , м	Скорость фильтрации $v$ , м/сут $10^{-5}$
Чернухи	20	3	6,7	8	150	36
	20	12,5	1,6	10		10,6
Миргород	50	7,5	6,7	15	150	67
	40	9	4,6	15		45
Полтава	100	5	20	2	150	27
	50	15	3,3	4		8,7
Шебелинка	20	6,5	3,1	20	250	25
	20	7,5	2,7	20		21,6

Специальных полевых экспериментов для проверки полученных расчетных данных с фактическими по суммарному учету горизонтального переноса тепла и вертикального не проводилось, поэтому воспользуемся литературными источниками. В Исландии, по данным Бодварсона, только высокотермальные ключи с температурой выше  $150^\circ \text{C}$  выносят  $4 \cdot 10^6$  кВт тепла. Если это тепло даже отнести ко всей площади острова ( $103$  тыс. км<sup>2</sup>) и не учитывать вынос тепла ни слабо термальными источниками, ни в скрытых очагах разгрузки, то и в этом случае конвективная составляющая для Исландии в целом будет порядка  $42$  мВт/м<sup>2</sup>.

В Старой Маесте расход термальных вод в аллювий составляет  $10$  млн. л/сут. Для курорта отбирается дополнительно  $1,6$  млн. л/сут. Если считать данный очаг единственным на территории Сочи-Маестинского артезианского бассейна (площадь  $\approx 800$  км<sup>2</sup>), что заведомо приводит к сильному занижению вели-

## Исследование процесса теплопереноса в прогнозных условиях

Параметры	Район			
	Чернухи	Миргород	Полтава	Шебекинка
$v$ , м/с ( $10^{-9}$ )	3	6,3	2	2,5
$m$ , м ( $10^2$ )	1,5	1,5	1,5	2,5
$\Delta z$ , м ( $10^3$ )	3	3	4	4
$n_1 = \frac{\rho c v}{2\lambda} \times$ $\times \left( 1 - \sqrt{1 + \frac{4}{m \Delta z} \left( \frac{\lambda}{\rho c v} \right)^2} \right) (10^{-7})$	-22,5	-15	-32,5	-15,6
$n_2 = -\frac{\lambda}{m \Delta z \rho c v} (10^{-7})$	-30	-13	-32,5	-16
$n_3 = -\sqrt{\frac{\lambda}{\Delta_1 m \Delta z}} (10^{-7})$	-150	-150	-130	-10

чины  $q_{кв}$ , и допускать, что термальные воды в очаге имеют избыточную температуру всего  $10^\circ\text{C}$  (при температуре воды  $25^\circ\text{C}$ ), то и в этом случае минимальная конвективная составляющая для бассейна в целом соизмерима с кондуктивным потоком, определенным в Старой Магесте (соответственно  $0,8 \cdot 10^{-2}$  и  $3,4 \times 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>). Если же учитывать еще разгружающиеся в реки подземные воды (модуль стока 35 л/с с 1 км<sup>2</sup>), то при избыточной температуре всего  $1^\circ\text{C}$  окажется, что они выносят в среднем  $14,6 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup> тепла, т. е. и в этом случае полученная для конкретного бассейна цифра совпадает с данными регионального картирования конвективной составляющей.

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 пластформенных областях, но в отдельных случаях значительно превосходит его.

**Предварительная оценка региональных закономерностей  
распределения тепловых потоков (молекулярного,  
конвективного и суммарного) в зоне активного  
водообмена на территории СССР**

По территории СССР опубликованы пока две карты тепловых потоков в масштабе 1 : 10 000 000. Первой увидела свет карта конвективной составляющей (Фролов, 1968; Frolov, 1968), а второй — молекулярных тепловых потоков для всей осадочной толщи в масштабе 1 : 30 000 000 (Геотермическая карта СССР, 1973). Для зоны активного водообмена в 1975—1977 гг. во ВСЕГИНГЕО составлен атлас гидрогеотермических карт СССР, включающий по три карты молекулярных и суммарных тепловых потоков в масштабе 1 : 15 000 000 для интервалов 25—125; 125—250 и 25—250 м, а также карту выноса тепла подземными водами из зоны активного водообмена в масштабе 1 : 7 500 000. Последняя карта составлена коллективом сотрудников ВСЕГИНГЕО и ИВПАН СССР. При расчетах использовалась формула (Фролов, 1971):

$$q_{\text{кв}}(1) = 0,3 \text{ grad } T (h - h_{\text{н.с}}) m c_0 \rho_0, \quad (\text{III.64})$$

где  $q_{\text{кв}}(1)$  — вынос тепла подземными водами из зоны активного водообмена, Вт/м<sup>2</sup>;

$h$  — мощность зоны активного водообмена, м;

$h_{\text{н.с}}$  — глубина залегания «нейтрального слоя» (безградиентная зона, 25 м), м;

$m$  — модуль подземного стока.

Эта карта (рис. 15) точнее ранее опубликованной. Во-первых, при ее составлении, кроме карты модулей подземного стока, авторы пользовались специально составленной предварительно картой мощностей зоны активного водообмена, тогда как раньше была использована карта глубин эрозионного вреза. Во-вторых, к началу составления второго варианта карты авторы располагали поинтервальными картами градиентов температуры для зоны активного водообмена, что в совокупности с картой ее мощностей значительно повысило точность вычисления избыточной температуры разгружающихся в реки подземных вод. Необходимо отметить, что на этот раз карта дает минимально возможную величину выноса тепла из недр Земли не только потому, что введены дополнительные ограничения (учтена безградиентная зона до «нейтрального слоя» и введен понижающий коэффициент на мощность зоны 0,3 вместо 0,5), но также и потому, что оказалась не учтенной часть тепла, выносимого подземными водами из зоны замедленного водообмена ( $q_{\text{кв}}(2)$ ).

При его учете приходится считаться с тем, что модуль подземного стока в зоне замедленного водообмена падает, по-видимому, на порядок. Однако избыточная температура значительно возрастает ввиду увеличения мощности зоны и роста градиента температуры. В итоге  $q_{\text{кв}}(2)$  в среднем по абсолютной величине

близка к  $q_{\text{кв}}(1)$ , ввиду чего средняя суммарная конвективная составляющая ( $q_{\text{кв}}(\text{сум})$ ), вероятно, вдвое больше, чем показано на карте (см. рис. 15). Однако из-за того что базисы дренирования зон активного и замедленного водообменов не совпадают не только по уровню, но и в плане, простое увеличение конвективной составляющей вдвое не решает проблему. Может случиться так, что в Причерноморской впадине, например, или между Каспием и Аралом, где  $q_{\text{кв}}(1)$  меньше  $0,4 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>, величина  $q_{\text{кв}}(2)$  окажется на порядок больше, а в Западно-Сибирском артезианском бассейне — на порядок меньше. В результате средние значения  $q_{\text{кв}}(\text{сум})$  по отдельным регионам сблизятся.

Как известно, поинтервальных данных о теплофизических свойствах горных пород на территории СССР очень мало. Поэтому при составлении схематических карт молекулярного теплового потока для указанных ранее интервалов нами использовались преимущественно табличные значения коэффициентов теплопроводности. Так, для выступов докембрийского фундамента, представленного гранитами, значение  $\lambda$  принималось равным в среднем 2,5 Вт/м °С, для осадочного песчано-глинистого чехла платформ 1,7 Вт/м °С, а для карбонатных пород Горного Крыма, например, или Кавказа — 2,1 Вт/м °С. В итоге получены три схематические карты удельного молекулярного теплового потока (рис. 16, 17 и 18).

Суммарный тепловой поток \* определялся для тех же интервалов. При этом в интервале 25—125 м с молекулярным тепловым потоком полностью суммировалась конвективная составляющая в районах, где мощность зоны активного водообмена не превышала 125 м, а в остальных районах во внимание принималась только та часть тепла, которая оставалась после «съема» его ниже 125 м (рис. 19). Определялось это пропорциональным распределением  $q_{\text{кв}}(1)$  по интервалам с учетом общей мощности зоны активного водообмена в каждом конкретном районе. Для интервала 25—250 м (рис. 20) применялся аналогичный подход с той лишь разницей, что в качестве нижней границы принималась глубина 250 м, а не 125 м. Для интервала 125—250 м с  $q_{\text{кв}}(\text{сум})$  суммировалась величина  $q_{\text{кв}}(1)$  такая же, как и для интервала 25—250 м (рис. 21), поскольку через него проходило не только то тепло, которое выносилось подземными водами из его пределов, но и то, которое поступало в кровлю расчетного интервала 125—250 м и затем выносилось водами из интервала 25—125 м. Количество тепла, выносимого подземными водами из зоны активного водообмена ниже 250 м, показано на отдельной карте (рис. 22).

При предварительном анализе составленных карт оказалось, например, что даже максимальная величина конвективной составляющей, достигающая на Камчатке и Кавказе  $12,6 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>,

\* Не совсем суммарный, так как не учитывается вынос тепла подземными водами из зоны замедленного водообмена.

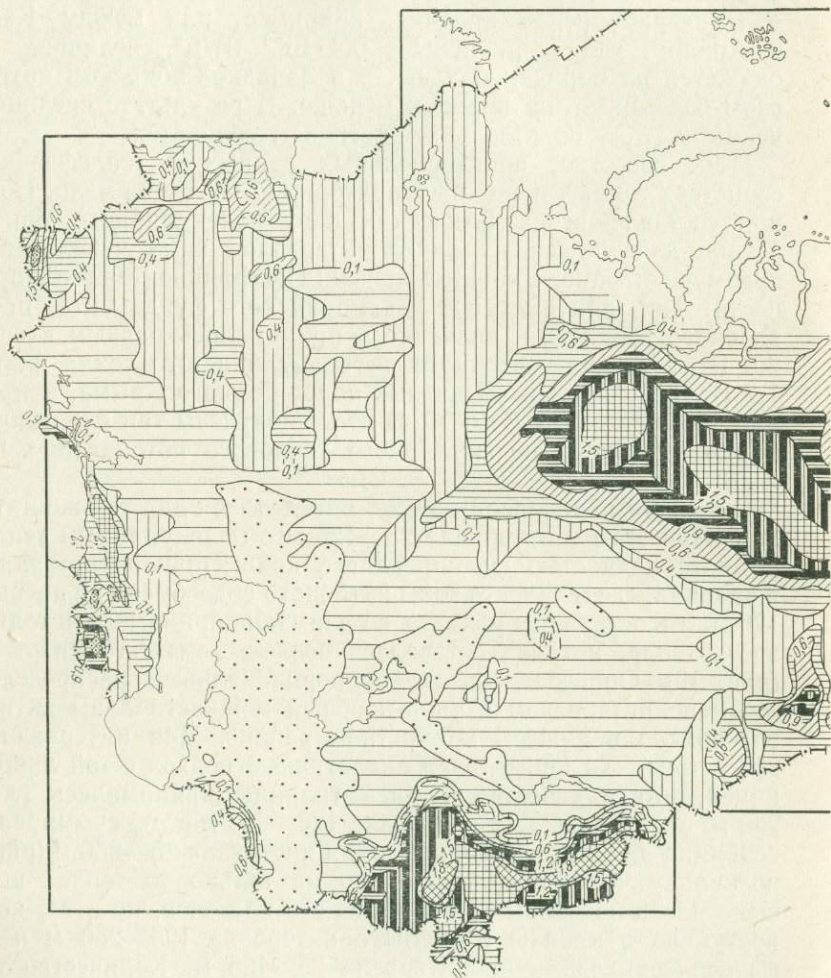
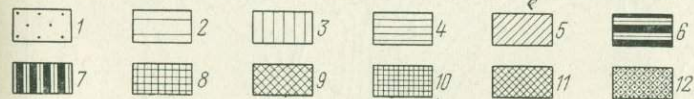
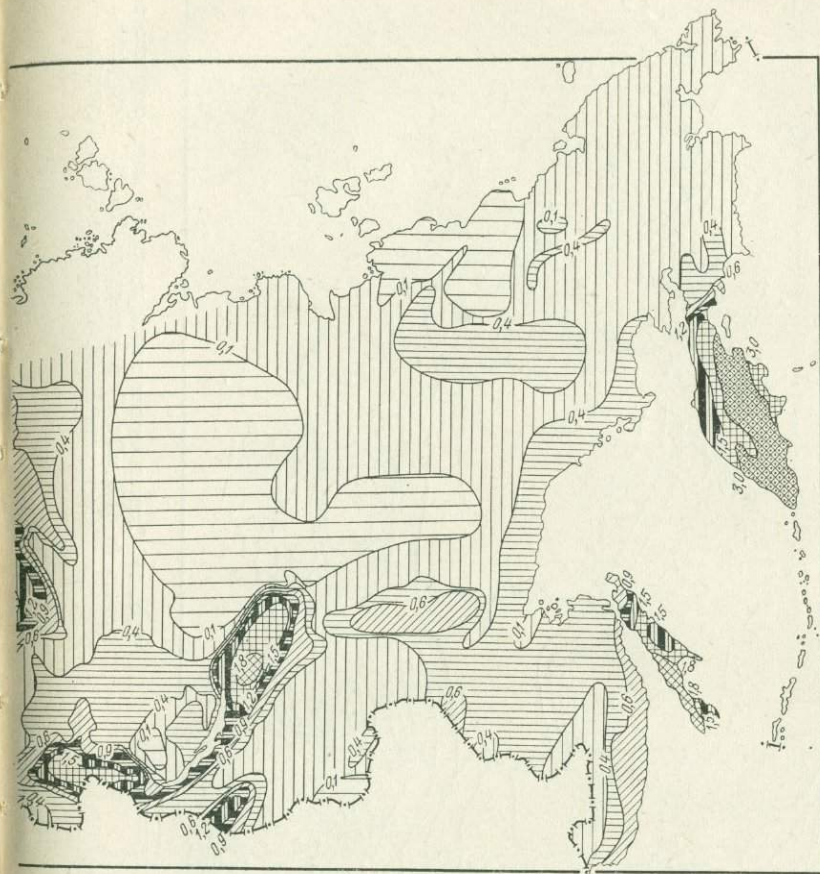


Рис. 15. Карта выноса тепла подземными водами из зоны активного водообмена.  
Н. А. Ле

1 — области практического отсутствия выноса тепла подземными водами из зоны активного водообмена; 2 — менее 0,1·41,9; 3 — 0,1—0,4·41,9; 4 — 0,4—0,6·41,9; 5 — 0,6—0,9·41,9; 6 — 0,9—1,2·41,9; 7 — 1,2—1,5·41,9; 8 — 1,5—1,8·41,9; 9 — 1,8—2,1·41,9; 10 — 2,1—2,4·41,9; 11 — 2,4—3,0·41,9; 12 — более 3,0·41,9



Составили Н. М. Фролов, И. С. Зекцер, В. Н. Шкатункин, А. В. Долгов, бедева.

тивного водообмена; конвективная составляющая теплового потока (в мВт/м<sup>2</sup>) из зоны 5 — 0,6—0,9·41,9; 6 — 0,9—1,2·41,9; 7 — 1,2—1,5·41,9; 8 — 1,5—1,8·41,9; 9 — 1,8—2,1·41,9; 10 — 2,1—2,4·41,9; 11 — 2,4—3,0·41,9; 12 — более 3,0·41,9

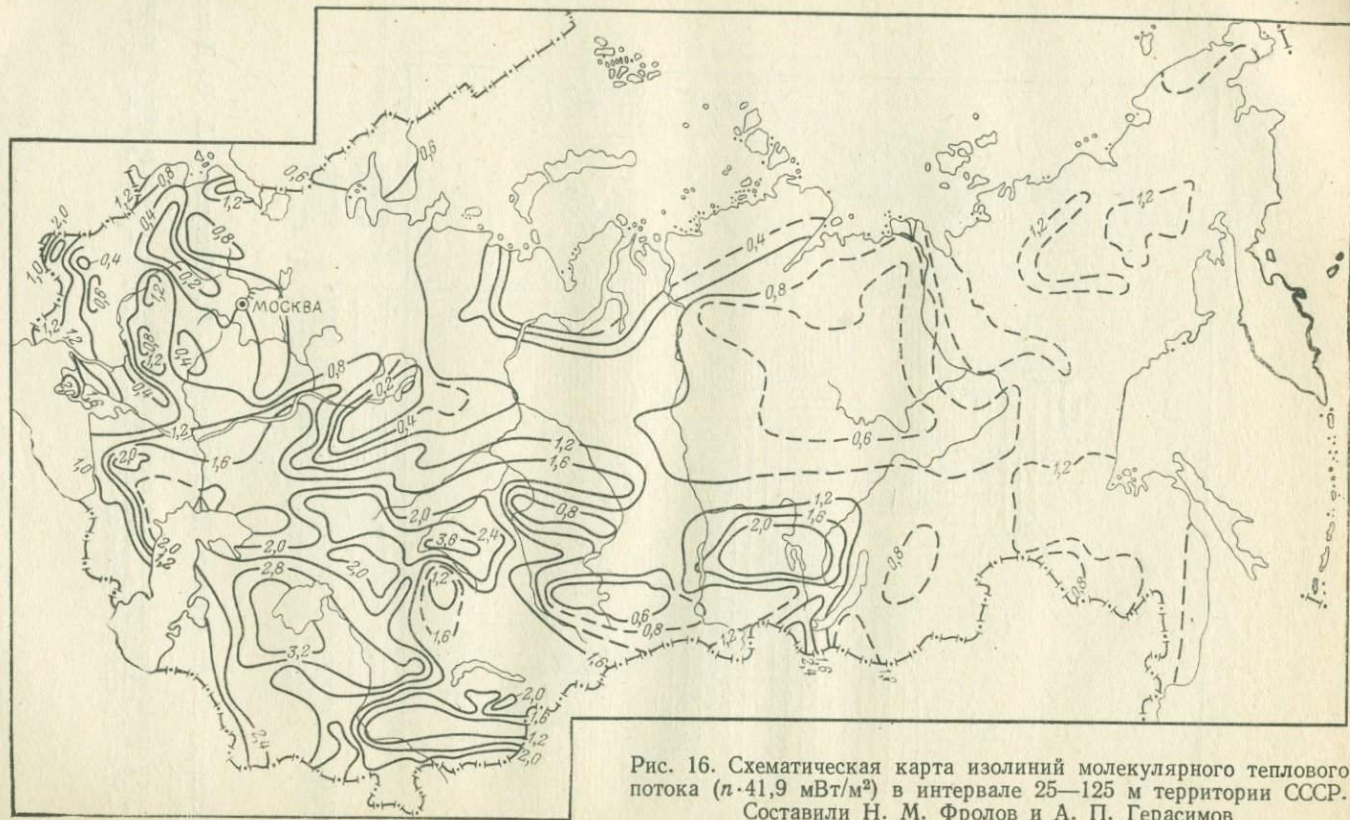


Рис. 16. Схематическая карта изолиний молекулярного теплового потока ( $\lambda \cdot 41,9$  мВт/м<sup>2</sup>) в интервале 25—125 м территории СССР.  
 Составили Н. М. Фролов и А. П. Герасимов

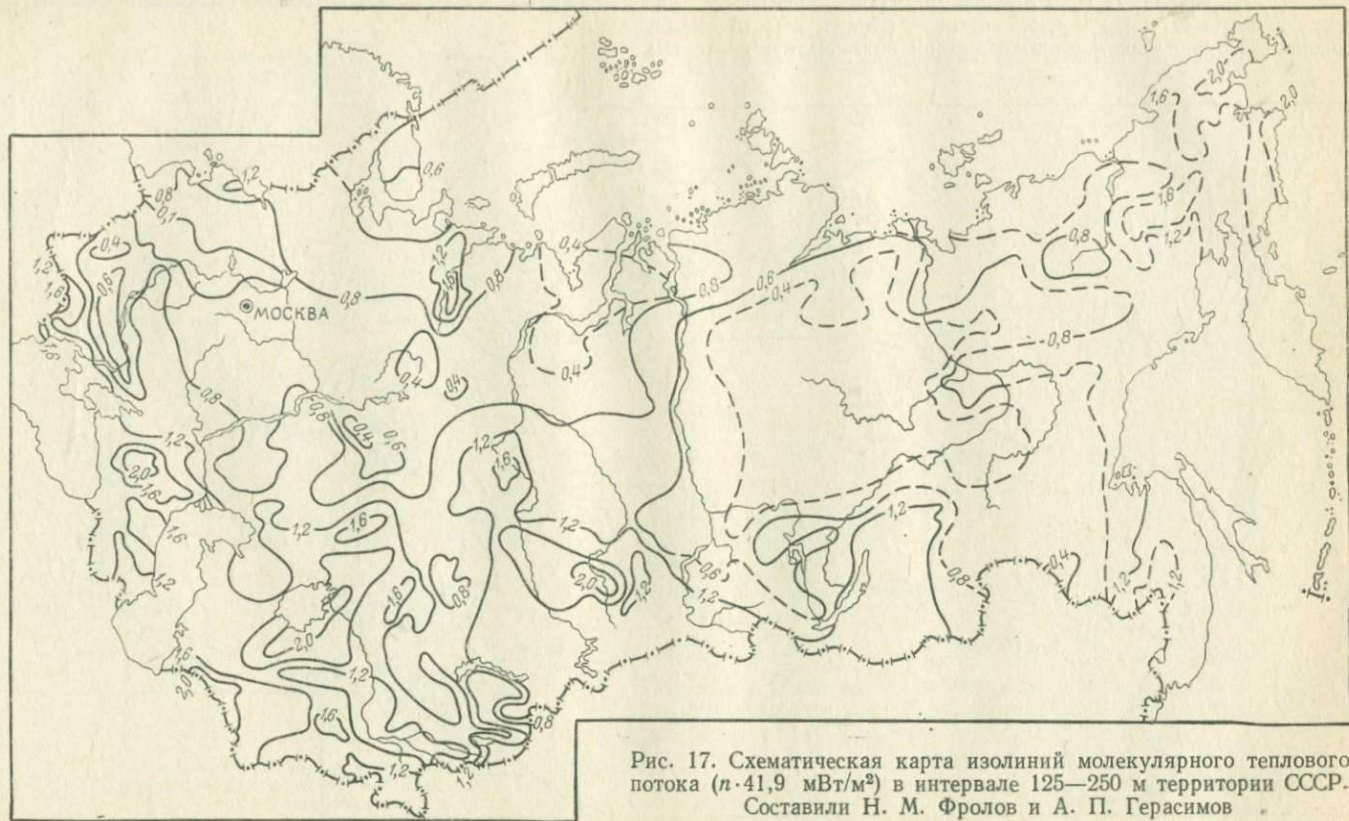


Рис. 17. Схематическая карта изолиний молекулярного теплового потока ( $\mu \cdot 41,9$  мВт/м<sup>2</sup>) в интервале 125—250 м территории СССР. Составили Н. М. Фролов и А. П. Герасимов

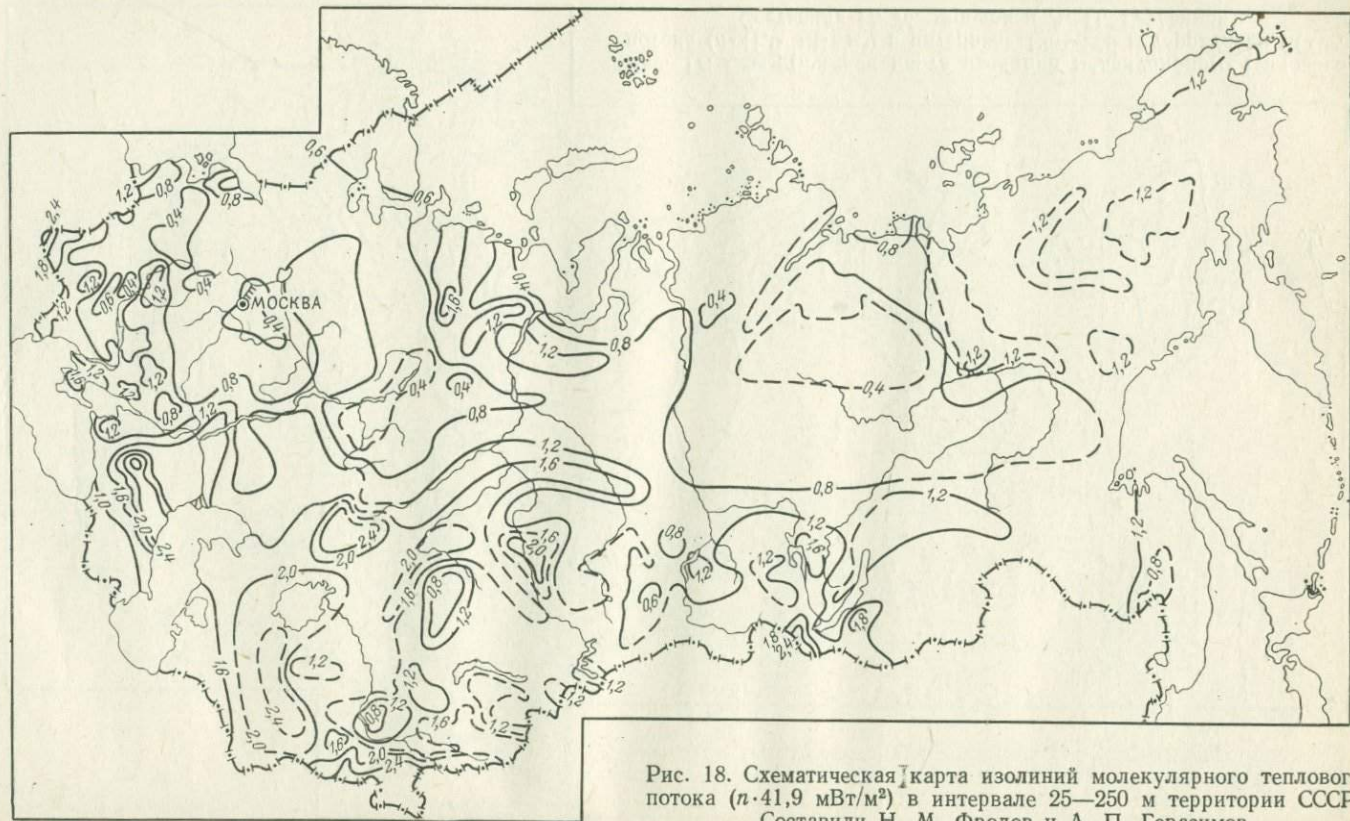


Рис. 18. Схематическая карта изолиний молекулярного теплового потока ( $n \cdot 41,9 \text{ мВт/м}^2$ ) в интервале 25—250 м территории СССР.  
Составили Н. М. Фролов и А. П. Герасимов

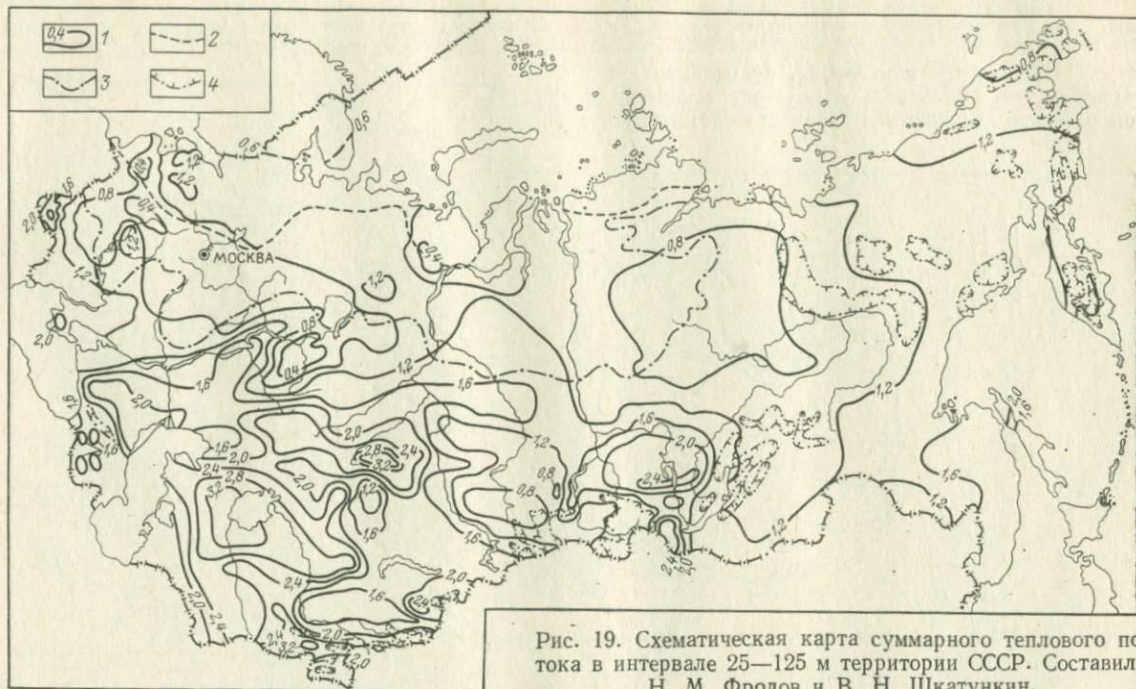


Рис. 19. Схематическая карта суммарного теплового потока в интервале 25—125 м территории СССР. Составили Н. М. Фролов и В. Н. Шкатункин.

1 — изолинии величины теплового потока,  $\rho = 41,9$  мВт/м<sup>2</sup>; 2 — южная граница последнего позднечетвертичного (Калининско-Зырянского) оледенения ( $\approx 50$  тыс. лет назад); 3 — то же, максимального среднечетвертичного Днепровско-Самаровского оледенения ( $\approx 200$  тыс. лет назад); 4 — области горно-долинного оледенения

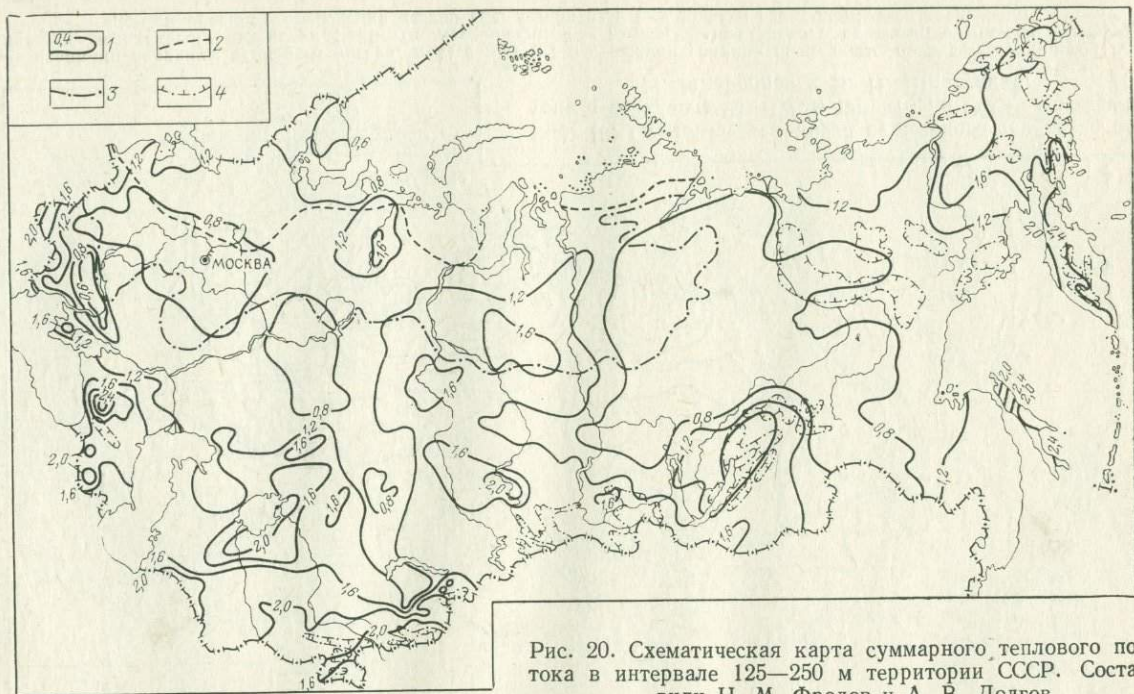
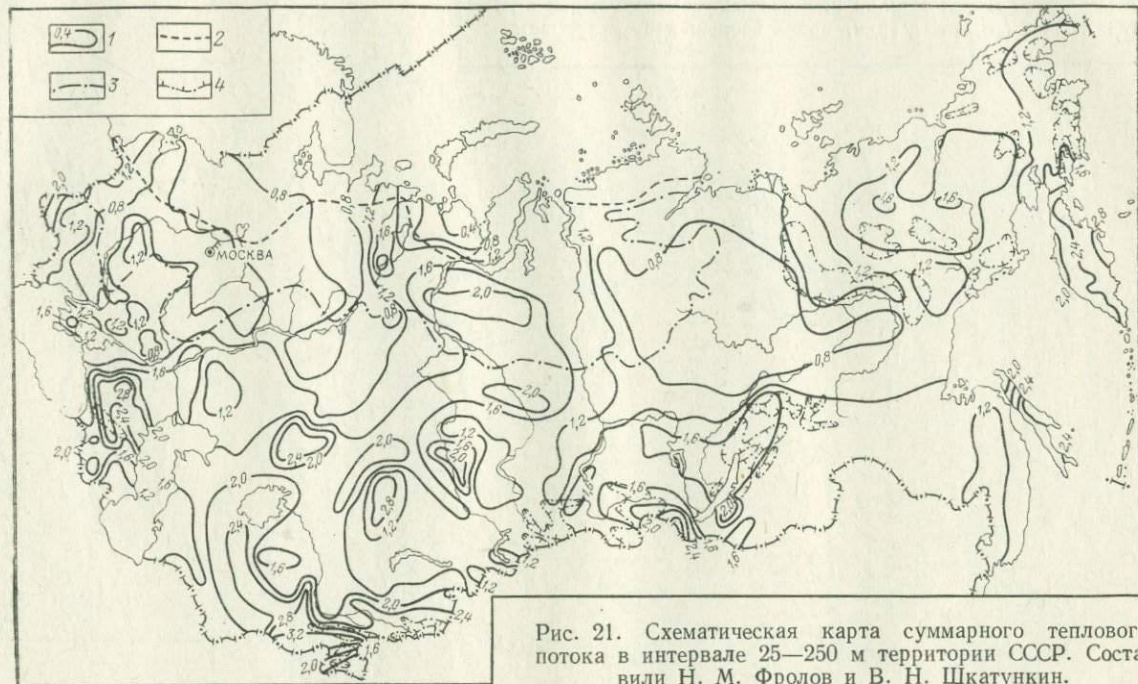


Рис. 20. Схематическая карта суммарного теплового потока в интервале 125—250 м территории СССР. Составили Н. М. Фролов и А. В. Долгов.

1 — изолинии величины теплового потока,  $n=41,9$  мВт/м<sup>2</sup>; 2 — южная граница последнего позднечетвертичного (Калининско-Зырянского) оледенения ( $\approx 50$  тыс. лет назад); 3 — то же, максимального среднечетвертичного Днепровско-Самаровского оледенения ( $\approx 200$  тыс. лет назад); 4 — области горно-долинного оледенения



1 — изолинии величины теплового потока,  $n \cdot 41,9$  мВт/м<sup>2</sup>; 2 — южная граница последнего позднечетвертичного (Калининско-Зырянского) оледенения ( $\approx 50$  тыс. лет назад); 3 — то же, максимального среднечетвертичного Днепровско-Самаровского оледенения ( $\approx 200$  тыс. лет назад); 4 — области горно-долинного оледенения

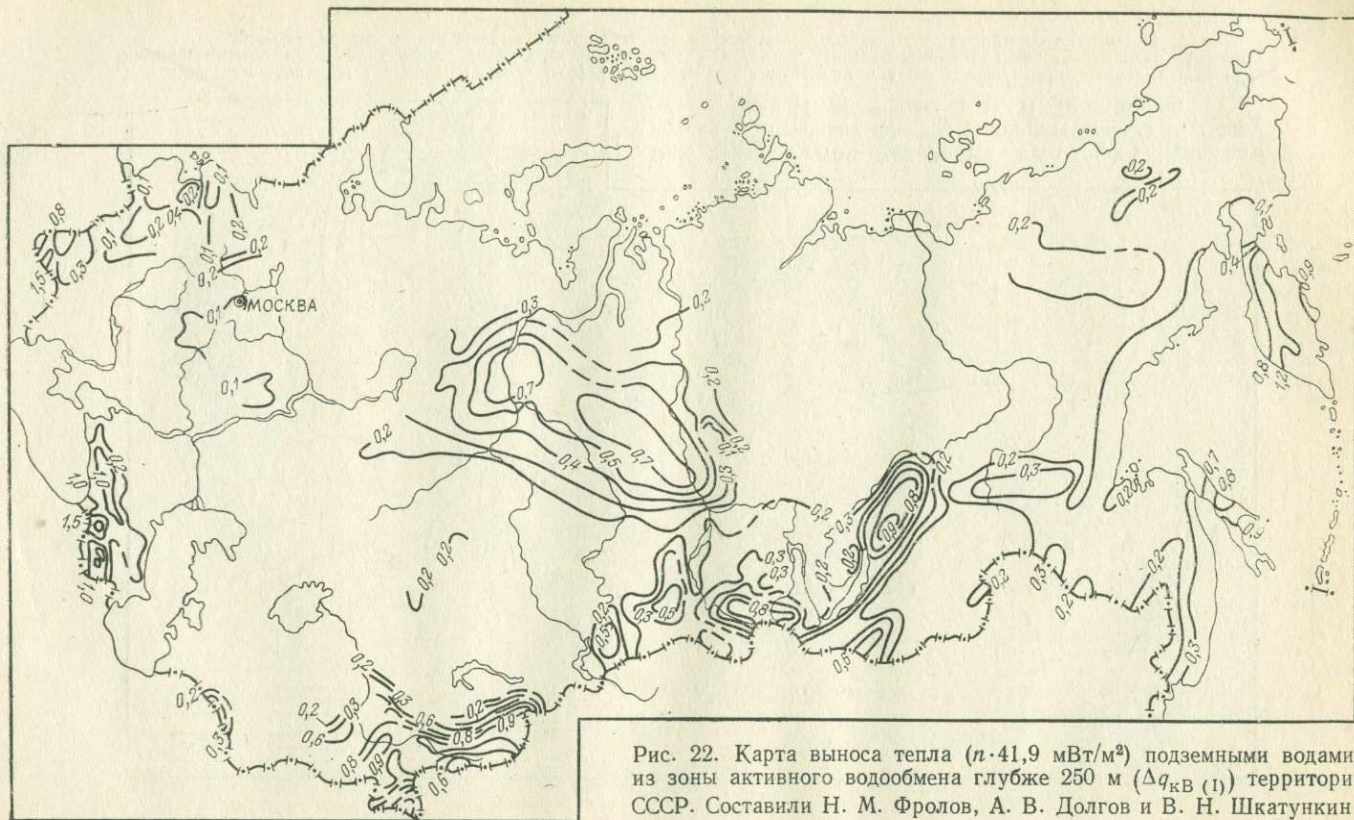


Рис. 22. Карта выноса тепла ( $n \cdot 41,9 \text{ мВт/м}^2$ ) подземными водами из зоны активного водообмена глубже 250 м ( $\Delta q_{\text{КВ}}(I)$ ) территории СССР. Составили Н. М. Фролов, А. В. Долгов и В. Н. Шкатункин

для изученного интервала (до 250 м) сопоставима с принимаемым средним молекулярным тепловым потоком и превысит его вдвое лишь при включении всей зоны активного водообмена, т. е. до 500 м.

От дальнейших выводов, на наш взгляд, следует воздержаться. Карты молекулярных и суммарных тепловых потоков надо рассматривать скорее как научно-методический прием для подражания, а не как твердую количественную основу для интерпретации. Если карты градиентов температуры и выноса тепла подземными водами составлялись на базе фактических данных, хотя порой и недостаточно полных, то при составлении карт молекулярных тепловых потоков использовались преимущественно табличные данные. К чему это может привести, рассмотрим на примере Приаралья. Если для интервала 25—125 м принять здесь такое же значение теплопроводности, какое принималось и в других районах для песчано-глинистого осадочного чехла ( $\lambda = 1,7 \text{ Вт/м}^\circ\text{С}$ ), то аномалия в градиенте температуры ( $8^\circ \text{С/100 м}$ ) автоматически приводит к аномалии в тепловом потоке ( $13,4 \cdot 10^{-2} \text{ Вт/м}^2$ ). Однако использование  $\lambda = 1,3 \text{ Вт/м}^\circ\text{С}$  уже выводит район из ранга исключительных, а значение  $\lambda = 0,6 \text{ Вт/м}^\circ\text{С}$  (низкое, но не невозможное) делает его обычным ( $5,0 \cdot 10^{-2} \text{ Вт/м}^2$ ). Поскольку карты суммарных тепловых потоков построены на базе карт молекулярных тепловых потоков, то и степень их надежности такая же. Тем не менее, один важный вывод на основе этих карт все же можно сделать. Речь идет о том, что очень низкие значения молекулярных тепловых потоков в северных районах страны до глубины 250 м можно считать твердо установленным фактом, так как нет таких величин  $\lambda$  для осадочных пород, которые при зарегистрированных там градиентах температуры могли бы привести тепловые потоки к их «нормальным» значениям. Из этого следует другой не менее важный вывод. Поскольку низкие значения молекулярных (и суммарных!) тепловых потоков совпадают с областями современного похолодания климата, а также в прошлом, то, следовательно, геотемпературное и тепловое поле, по крайней мере до 250 м, сформировалось под влиянием экзогенных, а не эндогенных факторов.

## 2. СХЕМА ГИДРОФИЗИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

«Все природные воды, где бы они не находились, теснейшим образом связаны между собой и представляют единое целое» (Вернадский, 1933). В местах отсутствия поверхностных водоемов и очагов разгрузки подземных вод последние отделены от атмосферы зоной аэрации. С возрастанием температуры и давления с глубиной водная структура растворов подземной гидросферы закономерно изменяется от льдоподобной до парообразной, что сопровождается увеличением фильтрационной способности и уменьшением растворяющей способности воды. При этом рост давления препятствует разупорядочению структуры воды, обусловливаемому ростом температуры. Целесообразно при выделении

гидрофизических зон в подземной гидросфере ориентироваться на особые — граничные температуры, при переходе через которые (с учетом пластовых давлений в недрах конкретного региона) существенно изменяются структура и фазовое состояние растворов и, следовательно, видоизменяются в определенной мере движущие силы, механизм и интенсивность процессов теплопереноса.

Общее внимание к вопросам гидрофизической зональности вод привлекается тем, что она индуцируется геотермическими условиями и тем самым свидетельствует о возможностях широкого использования данных геотермии как метода в гидрогеологических построениях разного масштаба и решении разнообразных задач гидрогеологии. Одновременно с тем, что эта зональность характеризует фазово-агрегатные состояния и различия самих вод в пространственно-зональных показателях, из нее вытекают как следствия одновременно большие возможности разного рода прогнозов на воды и водные процессы на соответствующих термобарических уровнях глубин. Все остальные гидрогеологические зональности вод, получающие многогранную разработку, имеют в виду лишь свободные гравитационные воды и растворы и касаются только их зональных различий и разделений по получаемым признакам (подвижности, минерализации, химического и газового состава, теплового режима и т. д.).

Фазово-агрегатные состояния вод в минеральных системах обуславливаются, естественно, не только противодействующими влияниями температуры и давления, но и физико-химическими силами и свойствами взаимодействующих вод, растворов, флюидов и вмещающих их минеральных систем. С глубиной температуры в конечном счете разрыхляют и разрушают эти связи, и все воды переходят в свободное флюидное состояние. В пределах земной коры с глубиной ассортимент фазово-агрегатных состояний вод быстро уменьшается в местах повышенных значений теплового потока и геотемпературного градиента. Но конституционные, например, воды освобождаются лишь с разрушением кристаллической решетки минералов, т. е. при температурах плавления горных пород, либо в стрессах подобного рода.

Как воды подкоровых укрупненных гидрофизических зон, которые могут получить дальнейшее расчленение и более детальное расслоение, так и воды земной коры могут и, по существу, должны рассматриваться как самостоятельные крупные этажи гидросферы Земли, поскольку даже в земной коре объем и вес вод сопоставим с водами наземного океана (0,86 и 1,37 млрд. км<sup>3</sup> соответственно). Тем более глубоки различия условий существования и геоэнергетических проявлений вод в разных зонах подземной гидросферы. Прежнее представление о гидросфере Земли как преимущественно наземных вод становится частным в развитии знаний о земных водах. Общий объем вод Земли по современным астрофизическим представлениям ее образования из метеорно-метеоритного и пылевого облака оценивается в 30 млрд. км<sup>3</sup>

( $3 \cdot 10^{25}$  г), из которых, за вычетом выделенных вод в земную кору и на поверхность Земли, 27,6 млрд. км<sup>3</sup>, или более 90%, сосредоточивается в подкорковых пространствах. В то же время есть все основания считать, что первичный баланс вод планеты сохраняется, так как из поля земного тяготения может происходить лишь частичная диссипация водорода, но и она скорее нацело компенсируется притоком вод с метеоритными дождями. Устойчивость водного баланса Земли подтверждается высокой обводненностью ее по сравнению с другими планетами солнечной системы.

Возвращаясь к водам земной коры, уместно также подчеркнуть, что это тоже крупная термальная гидросфера; воды ее в учете дегазации недр следует считать транзитными в геологическом и догеологическом времени, поскольку они выделяются из мантии Земли и переходят в наземные, а вместе с наземными водами участвуют в глобальных земных круговоротах. Колоссальна, естественно, их геодинамическая и геохимическая деятельность в преобразовании и перераспределении вещества земной коры во времени. Более детальное изучение зональных закономерностей развития и гетерогенной фазово-агрегатной зональности этих вод не менее важно для прогноза и поисков глубоко залегающих газожидких и твердых полезных ископаемых.

Рассматриваемая фазово-агрегатная зональность вод охватывает более или менее всю твердую земную кору материковых плит и океаническую, и только в местах термического расслабления и проплавления ее прочно связанные воды кристаллической решетки уже должны освобождаться тепловым движением в виде газожидкого флюида в свободное состояние. Под древними материковыми плитами эта зональность вод охватывает и верхние слои мантии Земли. Одновременно верхние слои мантии Земли должны быть наиболее обводнены, поскольку к ним идет водная дегазация из глубинных пространств мантии и уже из верхних ее слоев вода — раствор и водный флюид поступают в земную кору и расслабляя (наряду с температурой) минеральные системы, участвуют также в формировании сейсмических волноводов. Об этом, в частности, напоминают слоистость и прерывность последних, так как дегазирующийся из недр флюид распределяется, естественно, по зонам и слоям наиболее проницаемым. Конечно, в рифтовых и других зонах глубинных разломов с повышенными тепловыми условиями мощность зоны совместного существования различных фазово-агрегатных состояний вод резко сокращается, а в вулканических районах узко локального восхождения высокотермального флюида и излияния магм вообще выклинивается на земную поверхность. Здесь возникает местная концентрическая зональность фазово-агрегатных изменений различно физической и химически связанных и свободных вод, например, для района лаколитов Пятигорья (Ф. А. Макаренко, 1948—1966 гг.).

Общая пространственная структура фазово-агрегатной зональности вод состоит из взаимно проникающих одна в другую по

глубине вод различных физических состояний и связей с вмещающими горными породами и минералами, поскольку воды различной физической и химической прочности связи с породами имеют не одинаковую глубину проникновения. Эта зональность очень сложная для химически связанных вод, так как существуют различия в прочности химических связей и в температурах устойчивых связей для вод разной минерализации и состава и разных минеральных ассоциаций. Отчасти это относится и к физически связанным водам с их особыми свойствами против свободной воды, также еще не вполне изученными в отношении структуры воды и дальнего действия поверхностных сил. В тонкодисперсных системах в условиях обычных и невысоких температур почти все микропоры и трещинки минералов и пород заполнены физически связанными водами, образующими непроницаемый цемент для продвижения свободной гравитационной воды при небольших давлениях.

Оболочки физически связанных вод тоже могут быть расчленены на подзоны по прочности связей вод, тем более что дальнее действие поверхностных сил носит существенно объемный характер, так как исчисляется сотнями и тысячами ангстрем (Блох, 1972 г.). Большое значение для разного рода геохимических исследований, в том числе для изучения метасоматических процессов, гидротермального рудообразования и вообще для изучения процессов химической миграции, начиная от начальных стадий выноса минерального вещества водами из кристаллических соединений, имело бы специальное изучение термобарических условий интервалов существования различно химически связанных вод, хотя бы для групп парагенетических ассоциаций породо- и рудообразующих минералов. Это, конечно, уже геохимические задачи, но неразрывно связанные с учением о водах и зональностях вод.

Детальное рассмотрение термодинамических интервалов существования и уровней теплового освобождения различно физически связанных вод составляет также большую и специальную тему и не все еще решения здесь возможны. Но воды, например, рыхло физически связанные в породах, составляющие более 90% всех физически связанных вод в трещинах твердой минеральной среды, освобождаются в свободное подвижное состояние и миграцию уже в интервале температур до 50° С, а более прочно связанные воды внутренних слоев физических связей с породами — преимущественно до глубин с температурой 110—120° С, хотя воды самых глубоких слоев пленки (гигроскопические) могут удерживаться и при более высоких температурах. Наоборот, слабо химически связанные воды гидротированных минералов, например гипса, начинают освобождаться в свободную жидкую фазу уже при температурах до 30° С, т. е. на глубинах до одного километра от земной поверхности. За счет гидроксильных вод минералов освобождаются в гравитационную миграцию и диффузию огромные массы воды. Такое термическое обезвоживание пород не менее существенно, чем

под влиянием геостатических давлений, т. е. при динамометаморфизме пород и стрессовых геотектонических напряжениях.

Существуют многочисленные данные по количественной оценке разных степеней гидратации и дегидратации минерального вещества, как и явлениям сорбции и десорбции для возможности детализации структуры фазово-агрегатной зональности вод, чтобы иметь соответствующие эталоны для оценок и прогнозов этого рода.

Таким образом, в отличие от представлений о «водных оболочках» в земной коре, проникающих на одинаковые глубины в зависимости от степени прочности физических и химических связей вод и влияний на эти связи температуры, представления о фазово-агрегатной зональности вод сводятся к выделению по глубине и вообще в области повышения температуры зон с уменьшением числа «водных оболочек». Так, если в зоне твердая вода — лед сосуществуют парообразные физические и химические воды, а также воды свободные гравитационные (капельно-жидкие), поскольку при высокой минерализации они промерзают при температуре ниже нуля, то уже в зоне, лежащей ниже промерзающих толщ, твердой воды не существует.

На глубинах от 1—1,5 км освобождается тепловым движением основная масса физически связанных вод, а до 3—5 км — значительная масса прочно физически связанных вод и часть слабо химически связанных гидратных. Более прочно связанные воды высвобождаются при дегидратации минерального вещества в основной массе на глубинах до 10—15 км, соответствующих интервалам температур 250—350° С. Через всю кристаллическую кору проникают вместе с свободной гравитационной водой — флюидом только конституционные воды многих минералов.

Указанное свидетельствует о необходимости и важности для освещения самых разнообразных вопросов геоэнергетики и геохимии вод земной коры и более глубоких зон усиления работ по картированию термобарических условий недр на различных уровнях и геолого-структурных этажах. Прежде всего практически важно пространственно картировать в отношении геотермического и гидрогеотермического режима осадочную оболочку земной коры, с которой связаны газо-жидкие горючие ископаемые, а также многие узлы и зоны рудообразования.

Отметим, наконец, один из важных аспектов фазово-агрегатной зональности вод для решения гидрогеологических задач. С разрушением малоподвижных вод под воздействием тепловой энергии от них освобождаются, как от прочного цемента, различные трещины, поры и микропоры в горных породах и минералах. Соответственно, толщи горных пород становятся с глубиной все более проницаемыми и более влагоемкими для свободной жидкой воды, заполняющей эти освобожденные пространства в породах в основном теми же высвобождаемыми водами тепловым движением. Но прибавляются и дополнительные ресурсы свободных вод и растворов, поскольку дегидратация минералов дает огромные дополни-

тельные их объемы, в том числе большие объемы за счет гидроксильной воды минералов. Расчеты показывают, что обезвоживание, например, 1 км<sup>3</sup> аргиллитов способно выделить до 0,1—0,15 км<sup>3</sup> воды. Высвобождающиеся межкристаллизационные воды существенно увеличивают общую проницаемость минеральных сред и, таким образом, фильтрационные их возможности и выход с ними в растворах в свободную миграцию выделяющегося минерального вещества из толщ горных пород. Из сказанного видно, насколько важно конкретное знание термодинамических интервалов существования тех или других фазово-агрегатных водных зон для разработки и решения возникающих вопросов о самих водах и их роли в геологических процессах.

Можно выделить следующие основные гидрофизические зоны подземной гидросферы со специфическими для каждой особенностями тепло- и массопереноса (Макаренко, 1958; Лялько, 1967; Теплового режим недр СССР, 1970; Макаренко, Ильин, 1972 г.):

I — преимущественно твердой фазы — криолитозона (с температурой ниже 0° С);

II — преимущественно газообразной фазы — зона аэрации или неполого водонасыщения (с температурой выше 0° С);

III — преимущественно жидкой фазы — зона полного водонасыщения (с температурой первой подзоны от 0° до 100° С и второй подзоны — от 100° до 374° С; 374° С — критическая температура, выше которой пресная вода может существовать только в газообразном виде);

IV — «газообразной воды» или переуплотненного водяного флюида (с температурой первой подзоны от 374° до 700° С и второй подзоны — выше 700° С; 700° С — абсолютная критическая температура, выше которой вода любой минерализации может существовать только в виде переуплотненного водяного флюида);

V — жидко-пластичного водного раствора силикатов и алюмосиликатов (с температурой порядка 1000° С и выше).

Глубины залегания и мощности указанных зон зависят от характера распределения давлений, температур и состава природных растворов в недрах конкретных геолого-тектонических регионов. Законы сохранения и превращения массы и энергии требуют взаимосвязанного количественного описания процессов переноса тепла и вещества в различных гидрофизических зонах подземной гидросферы с учетом существенно различных механизмов и преобладающих движущих сил этих процессов в каждой из зон. Теория тепло- и массопереноса позволяет количественно описать основные формы переноса тепла и вещества для каждой из выделенных гидрофизических зон.

В I гидрофизической зоне (криолитозоне) вода содержится преимущественно в виде льда. Мощность этой зоны (до 1 км) почти не зависит от тектонического строения земной коры и обусловлена в основном современным климатом и палеоклиматическими условиями. Закономерности тепло- и массопереноса

в трехфазной системе лед—вода—пар детально изложены в ряде обстоятельных работ по мерзлотоведению (Швецов, 1959, 1964; Иванов, 1969 и др.).

Во II гидрофизической зоне (зоне аэрации или неполного водонасыщения), охватывающей верхние слои литосферы от дневной поверхности до первого горизонта грунтовых вод и составляющей не более десятков метров мощности, вода содержится в виде пара и жидкой воды (свободной и связанной). Здесь действуют внутренние (молекулярные, сорбционные, осмотические, капиллярные и др.) и внешние (гравитационные, гидростатические и тепловые) движущие силы. В зависимости от преобладания тех или иных движущихся сил различают три вида движения воды.

Миграция — передвижение связанной и парообразной воды под влиянием внутренних и тепловых движущих сил. Этот вид движения возможен в породах, степень увлажнения  $W_0$  которых находится в пределах существования так называемой рыхлосвязанной воды; нижний предел, согласно физико-химической классификации академика П. А. Ребиндера (1958), — влага полимолекулярной адсорбции  $W_{па}$ , а верхний — максимальное гигроскопическое влагосодержание  $W_{мгв}$ , т. е.  $W_{па} < W_e < W_{мгв}$ .

Просачивание — передвижение свободной (гравитационной) воды в основном под воздействием гравитационного поля Земли, когда породы не полностью насыщены свободной водой. Нижним пределом водосодержания при этом является  $W_{мгв}$ , а верхним — полное водосодержание породы  $W_n$ , т. е.  $W_{мгв} < W_e < W_n$ .

Фильтрация — передвижение свободной (гравитационной) воды под воздействием гравитационного поля Земли и сил давления, когда породы полностью насыщены свободной водой, т. е.  $W_e = W_n$ .

Обычно в условиях полного водонасыщения породы зоны аэрации находятся в течение короткого времени (например, при весеннем переувлажнении пород). Вследствие этого процессы фильтрации в зоне аэрации имеют, как правило, неустановившийся режим. Теплоперенос в зоне аэрации осуществляется по кондуктивному механизму в системе порода—вода—пар и путем конвекции при перемещении воды и пара. Уравнения влаго- и теплопереноса в зоне аэрации, осуществляемых преимущественно в вертикальном направлении, могут быть записаны при соответствующих граничных и начальных условиях в следующем виде (Лыков, Михайлов, 1959 г.; Мурашко, Прудников, 1959 г.; Шнейдерман, 1965 г.):

Влагоперенос

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[ a'(W) \frac{\partial W}{\partial z} \right] - \frac{\partial k(W)}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left[ a'(W) \delta(W) \frac{\partial t}{\partial z} \right] = \frac{\partial W}{\partial \tau}, \quad (III.65)$$

$$W(z, 0) = W(z); \quad W(0, \tau) = W(\tau); \quad (III.66)$$

$$W(l, \tau) = W_n; \quad \tau > 0,$$

где  $W$  — влажность;  
 $a'(W)$  — коэффициент потенциалопроводности (диффузии) связанной воды, зависящий от влажности;  
 $k$  — коэффициент просачивания свободной воды, зависящий от влажности;  
 $t$  — температура;  
 $l$  — глубина залегания первого горизонта грунтовых вод.

В уравнении (III.65) первый член описывает перенос пленочной (рыхлосвязанной) воды под влиянием внутренних сил (молекулярных, сорбционных и др.), второй — просачивание свободной воды под действием внешних сил (давления и гравитации) и третий — перенос парообразной воды под воздействием тепловых полей. Теплоперенос

$$\frac{\partial^2 t}{\partial z^2} - v(z, \tau) \frac{\rho_0(z)c_0(z)}{\lambda(z)} \frac{\partial t}{\partial z} + Q(z, \tau) = \frac{\rho(z)c(z)}{\lambda(z)} \frac{\partial t}{\partial \tau}, \quad (III.67)$$

$$t(z, 0) = t(z); \quad t(0, \tau) = t_0(\tau); \\ t(l, \tau) = t_1(\tau), \quad \tau > 0, \quad (III.68)$$

где  $t$  — эффективная температура в системе порода—вода—пар;  
 $v$  — эффективная скорость суммарного влагопереноса (жидкости и пара);  
 $\rho_0 c_0$  и  $\rho, c, \lambda$  — плотности и эффективные коэффициенты теплоемкости и теплопроводности для систем вода—пар и порода, соответственно;  
 $Q$  — внутренний источник тепла, обусловленный фазовыми превращениями воды.

В уравнении (III.67) первый член описывает кондуктивный теплоперенос в системе порода—вода—пар, второй — конвективный перенос тепла в этой же системе движущимися жидкостью и паром, и третий — тепловые эффекты, сопровождающие фазовые переходы воды.

В III гидрофизической зоне, охватывающей почти всю литосферу, воды находятся преимущественно в жидкой фазе. Ограничивающие ее температуры колеблются от точки замерзания до критической, а давление от  $10^5$  до  $85 \cdot 10^7$  Па (Макаренко, 1970 г. и др.). Верхняя граница зоны контактирует с зоной аэрации (и поверхностными водами). В зависимости от тектонического строения участков земной коры нижняя граница зоны (т. е. глубина залегания изотермы  $374^\circ \text{C}$ ) распространяется вплоть до поверхности Мохоровичича — от глубины порядка 10 км в эвгеосинклинальных зонах (в районах активного вулканизма), где в отдельных «термических окнах» газообразные воды даже выходят на поверхность, 15—20 км в мезозойских и 20—25 км в палеозойских структурах, опускаясь до 30—35 км под докембрийскими сооружениями (т. е. уже в верхней мантии).

Результаты экспериментальных исследований свидетельствуют, что в интервале температур 70—120° С происходит переход связанных с породами кристаллизационных вод в свободное состояние (Семененко, Турчинов, 1957 г.; Гуревич, 1969 г.). В III гидрофизической зоне основную роль в процессах переноса тепла и вещества играют механизмы кондукции (молекулярной диффузии) и конвективного тепло- и массопереноса в системе свободная вода—порода \*. Основной формой движения воды здесь является фильтрация. В общем виде трехмерный нестационарный тепло- и массоперенос в зоне полного водонасыщения может быть описан системой уравнений фильтрации (III.69), конвективно-кондуктивного теплопереноса (III.70) и молекулярно-конвективной диффузии с фазовыми переходами (III.71) в неоднородных средах при соответствующих граничных и начальных условиях, характеризующих распределение напоров, температур и концентраций компонентов в рассматриваемой водонапорной системе в момент времени, условно принимаемого за нулевое, и на ее границах (Лялько, Митник, Ткаченко, 1967; Бочеве и др., 1969 г.; Голубев, 1970 г.; С. Смирнов, 1971 г.; Лялько, 1970 г.).

Фильтрация

$$\operatorname{div} [k(\rho, \mu, t, P, c) \operatorname{grad} H] + \varepsilon = \beta \frac{\partial H}{\partial \tau}, \quad (\text{III.69})$$

теплоперенос

$$\operatorname{div} (\lambda \operatorname{grad} t) - \operatorname{div} (\rho_0 c_0 \bar{v} t) - \operatorname{div} (\rho_0 c_0 \bar{v} P) = \rho c \frac{\partial t}{\partial \tau}, \quad (\text{III.70})$$

массоперенос

$$\operatorname{div} (D_i \operatorname{grad} c_i) - \operatorname{div} (\bar{v} c_i) = n \frac{\partial c_i}{\partial \tau} + \frac{\partial N_i}{\partial \tau}, \quad (\text{III.71})$$

$$\frac{\partial N_i}{\partial \tau} = \frac{\partial N_{ai}}{\partial \tau} + \frac{\partial N_{ki}}{\partial \tau} + \sum_{s=1}^{z_i} \frac{N_{pis}}{\partial \tau}, \quad (\text{III.72})$$

$$\frac{\partial N_{ai}}{\partial \tau} = \varphi_{ai}(c_i, c_{i0}, N_{ai}, N_{ai0}, \gamma_{ai}), \quad (\text{III.73})$$

$$\frac{\partial N_{ki}}{\partial \tau} = \varphi_{ki}(c_i, c_{i0}, N_{ki}, N_{i0}, \gamma_{ki}), \quad (\text{III.74})$$

$$\frac{\partial N_{pis}}{\partial \tau} \varphi_{is}(c_i, c_{i0}, N_{pis}, N_{pis0}, \gamma_{is}, K_{is}), \quad (\text{III.75})$$

$$D_i^* = f_1(t, c_i, P, v) \quad (\text{III.76})$$

$$\gamma_{ai} = f_2(t, c_i, P), \quad (\text{III.77})$$

\* Нами не рассматриваются процессы термо- и бародиффузии в зоне полного водонасыщения, ибо их роль в массопереносе мала по сравнению с молекулярно-конвективной концентрационной диффузией (С. Смирнов, 1971 г.).

$$\gamma_{ki} = f_3(t, c_i, P), \quad (\text{III.78})$$

$$\gamma_{is} = f_4(t, c_i, P) \quad (\text{III.79})$$

$$K_{is} = f_5(t, c_i, P), \quad (\text{III.80})$$

$$0 \leq t \leq 374 \text{ }^\circ\text{C}; \quad 10^5 \leq P \leq 85 \cdot 10^7 \text{ Па.}$$

В уравнениях (III.69—III.80) приняты следующие обозначения:

- $\tau$  — время;
- $H$  — приведенный напор;
- $K$  — коэффициент фильтрации водосодержащих пород;
- $\beta$  — упругоэластичность водосодержащих пород;
- $t$  — температура в системе вода—порода;
- $P$  — давление;
- $\epsilon$  — усредненный коэффициент Джоуля—Томпсона;
- $\lambda$  — эффективный коэффициент теплопроводности в системе вода—порода;
- $c, \rho$  и  $c_0, \rho_0$  — теплоемкость и плотность водосодержащих горных пород и подземных вод, соответственно;
- $v$  — скорость фильтрации подземных вод;
- $c_i, N_i$  — массовые концентрации  $i$ -го компонента в жидкой (на единицу объема раствора) и твердой (на единицу объема пористой среды) фазах;
- $c_{i0}, N_{i0}$  — то же в условиях равновесия;
- $D_i^*$  — суммарный коэффициент дисперсии  $i$ -го вещества в водосодержащей породе, учитывающей явления молекулярной диффузии, конвективной диффузии и гидродинамической дисперсии;
- $N_{ai}, N_{ki}$  — концентрация  $i$ -го компонента в адсорбированном состоянии и в осадке;
- $N_{pis}$  — концентрация  $S$ -го вещества (в твердой фазе), получающегося в результате химических реакций  $i$ -го компонента с породами и с другими компонентами растворов подземных вод (всего  $r_i$  — реакций) (все концентрации выражаются в г/см<sup>3</sup> пористой среды горных пород);
- $n$  — активная пористость.

Уравнения (III.72—III.75) являются уравнениями кинетики адсорбции, кристаллизации и химических реакций. При этом последние могут быть следствием воздействия на движущиеся подземные воды целого ряда природных факторов — геохимических барьеров (аномалии содержания органики, сероводорода, растворенного кислорода, углекислоты и т. п.), изменения температуры и давления, смешивания вод различного состава, смены водосодержащих пород различного литохимического состава и т. д. Скорости процессов адсорбции, кристаллизации и химических реакций зависят от концентрации вещества в жидкой и твердой

фазах, от констант скоростей адсорбции  $\gamma_{ai}$ , кристаллизации  $\gamma_{ki}$ , химических реакций —  $\gamma_{is}$  и от констант равновесия химических реакций  $K_{is}$ . Эти константы в свою очередь зависят от температуры, концентрации и давления, а суммарный коэффициент дисперсии еще и от скорости фильтрации (III.76—III.80).

Обычно для разбавленных растворов рассматриваются изотермы адсорбции, кристаллизации и химических реакций в виде явных функций типа линейной изотермы Генри (Рачинский, Гапон, 1953 г.; Веригин, Шержуков, 1969 г.)

$$\frac{\partial N_i}{\partial \tau} = -\gamma_i \left( c_i - \frac{C_{oi}}{N_{oi}} N_i \right). \quad (\text{III.81})$$

Скорость химической реакции зависит от температуры, согласно уравнению Аррениуса

$$\gamma_i = \gamma_{i0} \exp \left( -\frac{E_i}{Rt} \right), \quad (\text{III.82})$$

где  $\gamma_{i0}$  — константа;

$R$  — универсальная газовая постоянная;

$E_i$  — энергия активации реакции с участием  $i$ -го компонента.

Для суммарного коэффициента дисперсии  $i$ -го вещества в водосодержащей породе принимается зависимость его от скорости фильтрации вида (Шестаков, 1969; Рошаль, Шестаков, 1969 г.)

$$D_i^* = D_{Mi} + a_i v + b_i v^2, \quad (\text{III.83})$$

где  $D_M$  — коэффициент молекулярной диффузии в водосодержащей породе;

$a_i$  и  $b_i$  — параметры конвективной диффузии и макродисперсии, соответственно.

Первые два члена в формуле (III.83) могут оказаться пренебрежимо малы по сравнению с третьим членом при движении воды с большой скоростью в существенно неоднородных средах (Рошаль, 1970 г.). При движении воды со средней и малой скоростью  $D_i^*$  зависит от скорости линейно (Орадовская, 1969 г.).

Использование уравнений кинетики гетерогенных процессов является единственным способом (совместно с использованием уравнений баланса вещества) изучения протекания процессов массопереноса в подземных водах во времени для необратимых реакций между подземным раствором и породой, так как здесь не представляется возможным написать уравнения равновесия, связывающие состав жидкой и твердой фаз и, следовательно, применить равновесный термодинамический метод. Если же реакции между подземным раствором и породой обратимы, то гетерогенные процессы при малых скоростях фильтрации могут протекать термодинамически равновесно, и в решениях задач динамики таких процессов отсутствует координата времени (как и во всех уравне-

ниях равновесной термодинамики), а концентрационные динамические фронты реагирующих веществ будут существенно размыты (Голубев, 1970).

Наиболее сложной из задач, описываемых системой уравнений (III.69—III.71), является задача неизотермического массопереноса с фазовыми переходами (III.71), которая требует предварительного решения фильтрационной задачи (для определения скорости фильтрации, обеспечивающей конвективный массоперенос) и тепловой задачи (для определения зависящих от температуры констант скоростей адсорбции, кристаллизации, химических реакций и коэффициентов дисперсии), в которой, в свою очередь, также используется скорость фильтрации, найденная при решении фильтрационной задачи.

В пределах III гидрофизической зоны наблюдается отчетливо выраженная гидрогеодинамическая и гидрогеохимическая зональности, отражающие характер изменения водообмена (с которым связаны состав и минерализация подземных вод в природных водоносных системах с глубиной), а также геологическую историю водоносных систем (Овчинников, 1970 г.). Сверху вниз, от зоны интенсивного водообмена к зоне весьма замедленного водообмена минерализация подземных вод возрастает (в случае прямой зональности) от десятков миллиграммов до сотен граммов на литр, а скорости движения подземных вод уменьшаются от сотни метров до миллиметров в год, что обуславливает возрастание удельного веса процессов молекулярной диффузии и кондуктивного теплопереноса с глубиной.

В общем виде система уравнений (IV.69—IV.71) аналитически неразрешима. При введении ряда упрощающих предпосылок известны решения аналитические и с применением ЭВМ для частных случаев некоторых задач тепло- и массопереноса. В связи с тем что вопросы теплопереноса в подземных водах (III гидрофизическая зона подземной гидросферы) представляют интерес для оценки глубинного теплоотбора, ниже они рассматриваются более детально.

В IV гидрофизической зоне «газообразной воды» или переуплотненного водяного флюида, распространяющейся на глубинах свыше 20 км в эвгеосинклиналиях (до поверхности в районах современной вулканической активности) и 45 км в миогеосинклинальных зонах горноскладчатых сооружений, растворяющая способность водяного флюида понижена из-за отсутствия в нем водородных связей, а его фильтрационная способность повышена, вследствие чего такой флюид может передвигаться по микропорам и трещинам, непроницаемым для обычной воды. На глубине свыше 20 км, где давление превышает  $0,6 \text{ кг/м}^2$ , такой флюид имеет плотность около  $10^3 \text{ кг/м}^3$ . На глубинах свыше 70 км ( $>2 \text{ кг/м}^2$ ), плотность флюида может достигать  $1,84 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ , что соответствует плотнейшей упаковке молекул воды. Свойства такого сверхсжатого флюида не известны (Макаренко, 1972 г.).

В IV гидрофизической зоне в процессах переноса тепла и вещества, по-видимому, существенную роль продолжают играть конвективно-кондуктивный теплоперенос и молекулярно-конвективная диффузия с фазовыми переходами, описываемые системой уравнений (IV.69 — IV.71). Вероятно, определенный удельный вес в суммарном тепло- и массопереносе приобретают термо- и бародиффузия, а также гравитационная и тепловая конвекция (С. Смирнов, 1971).

V гидрофизическая зона, содержащая воду в составе своеобразного жидко-пластичного водного раствора силикатов и алюмосиликатов, находится на глубинах, превышающих 70 км (верхняя мантия), и характеризуется температурами порядка 1000° С и выше. Для расчета тепло- и массопереноса в этой зоне применимы методы термодинамики сплошных гетерогенных сред (Левич, 1959 г.).

### 3. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ВО ВРЕМЕНИ

#### *Основные типы гидрогеотермического режима*

Изучение температурного режима верхних слоев земной коры — комплексная задача, и решение ее немислимо без анализа закономерностей режима температуры горных пород и насыщающих их подземных вод, поскольку формирование геотемпературного поля осуществляется в основном под влиянием молекулярной теплопроводности и конвективных процессов. 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 проницаемых породах, представленных песками, трещиноватыми известняками, песчаниками, основное значение в переносе тепла приобретает конвекция, роль которой 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 поверхностных слоев земли. Все разнообразие геолого-гидрогеологических и термодинамических особенностей определяет в итоге три основных вида закономерностей изменения температуры во времени в пределах стратиферы, которые выделяются как основные типы гидрогеотермического режима: закрытый, открытый и комбинированный (Фролов, 1963).

**Режим температуры в районах, сложенных плотными  
водоупорными породами  
(закрытый тип гидрогеотермического режима)**

В плотных водоупорных породах (глины, суглинки, не трещиноватые разности метаморфических и изверженных пород) подземные воды присутствуют главным образом в связанном 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 внутриконтинентальных районах, сложенных мощными толщами водоупорных пород, в случае неглубокой эрозионной расчлененности. В таких районах температурный режим пород ниже «нейтрального слоя» в течение года отличается стабильностью. Распределение температуры в породах верхних слоев земли на любой глубине и в любой момент времени при молекулярной теплопроводности с учетом поверхностных гармонических колебаний температуры, но без учета притоков и стоков тепла, определяется следующим известным в геотермии уравнением (толща пород принимается однородной):

$$T_x = T_{н.с} + \Delta t e^{-xK_1} \sin\left(\frac{2\pi\tau_1}{\tau} - x \sqrt{\frac{\pi}{a\tau}}\right), \quad (III.84)$$

где  $T_x$  — температура на глубине  $x$ , °C;  
 $T_{н.с}$  — температура «нейтрального слоя», °C;  
 $a$  — коэффициент молекулярной теплопроводности пород, м<sup>2</sup>/с;  
 $\tau$  — период колебания, с;  
 $\tau_1$  — время после «нулевого времени», с;  
 $\Delta t$  — амплитуда колебаний температуры на поверхности;

$$K_1 = \sqrt{\frac{\pi}{a\tau}}. \quad (III.85)$$

Максимальное изменение температуры на любой глубине и за любой период можно определить с помощью выражения

$$\Delta t_x = 2 \Delta t \exp(-xK_1). \quad (III.86)$$

Ранее нами было выделено пять основных климатических циклов (Фролов, 1962): суточные, годовые, многолетние, вековые и геологические. В связи с этим в пределах гелиотермозоны выделено пять основных геотермических слоев или поясов режима, которые в комплексе отражают вертикальную зональность (по условиям режима) в зависимости от продолжительности периода колебаний. Подошва каждого из выделенных слоев представляет собою поверхность постоянных температур для соответствующего периода колебаний и точности измерений (табл. 14). По данным многолетнего изучения режима температуры пород на гидрометеоро-

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

Слой переменных температур	Циклы (периоды колебаний температуры)	Коэффициент молекулярной теплопроводности пород, м <sup>2</sup> /с (10 <sup>-4</sup> )	$\Delta t_x = 0,1^\circ\text{C}$	$\Delta t_x = 0,01^\circ\text{C}$	$\Delta t_x = 0,1^\circ\text{C}$	$\Delta t_x = 0,01^\circ\text{C}$
Суточные, сутки	1	0,005 0,010	Метры			
			$2\Delta t = 10^\circ\text{C}$		$2\Delta t = 30^\circ\text{C}$	
			0,54 0,75	0,80 1,13	0,66 0,93	0,93 1,30
Годовые («нейтральный слой»), лет	1	0,005 0,010	$2\Delta t = 50^\circ\text{C}$			
			10,3 14,6	15,5 21,9	13,9 19,7	19,1 27,0
Многолетние	11	0,005 0,010	$2\Delta t = 5^\circ\text{C}$		$2\Delta t = 10^\circ\text{C}$	
			28,2 39,7	45,3 63,6	34,3 48,4	51,4 70,6
	35	0,005 0,010	49,6 70,0	80,0 112,0	61,1 86,0	91,7 130,0
	80	0,005 0,010	77,0 108,0	123,0 174,0	92,0 130,0	139,0 195,0
Многовековые	$2 \cdot 10^4$	0,005 0,010	Километры			
			1,2 1,7	2,0 2,8	1,5 2,1	2,2 3,1
	$4 \cdot 10^4$	0,005 0,010	1,7 2,5	2,8 4,0	2,1 2,9	3,1 4,4

рологических станциях составлены в масштабе 1 : 15 000 000 карты фактических годовых изменений температуры пород и насыщающих их вод на глубинах 1,6 м (рис. 23) и 3,2 м (рис. 24). Эти данные, в свою очередь, послужили основой для определения теплофизических свойств пород в интервалах 0,0—1,6 м и 1,6—3,2 м (см. рис. 9, 10). При допущении постоянства коэффициента теплопроводности по глубине от 3,2 до 25—30 м составлена в масштабе 1 : 15 000 000 карта глубины залегания «нейтрального слоя» (рис. 25).

Результаты решения стационарной задачи с помощью ЭВМ на двухслойной модели (Pazsons, 1970), в которой верхний слой имитирует озерные глины с коэффициентом теплопроводности 1,7 Вт/м·°С, а нижний — иловые образования ледникового про-

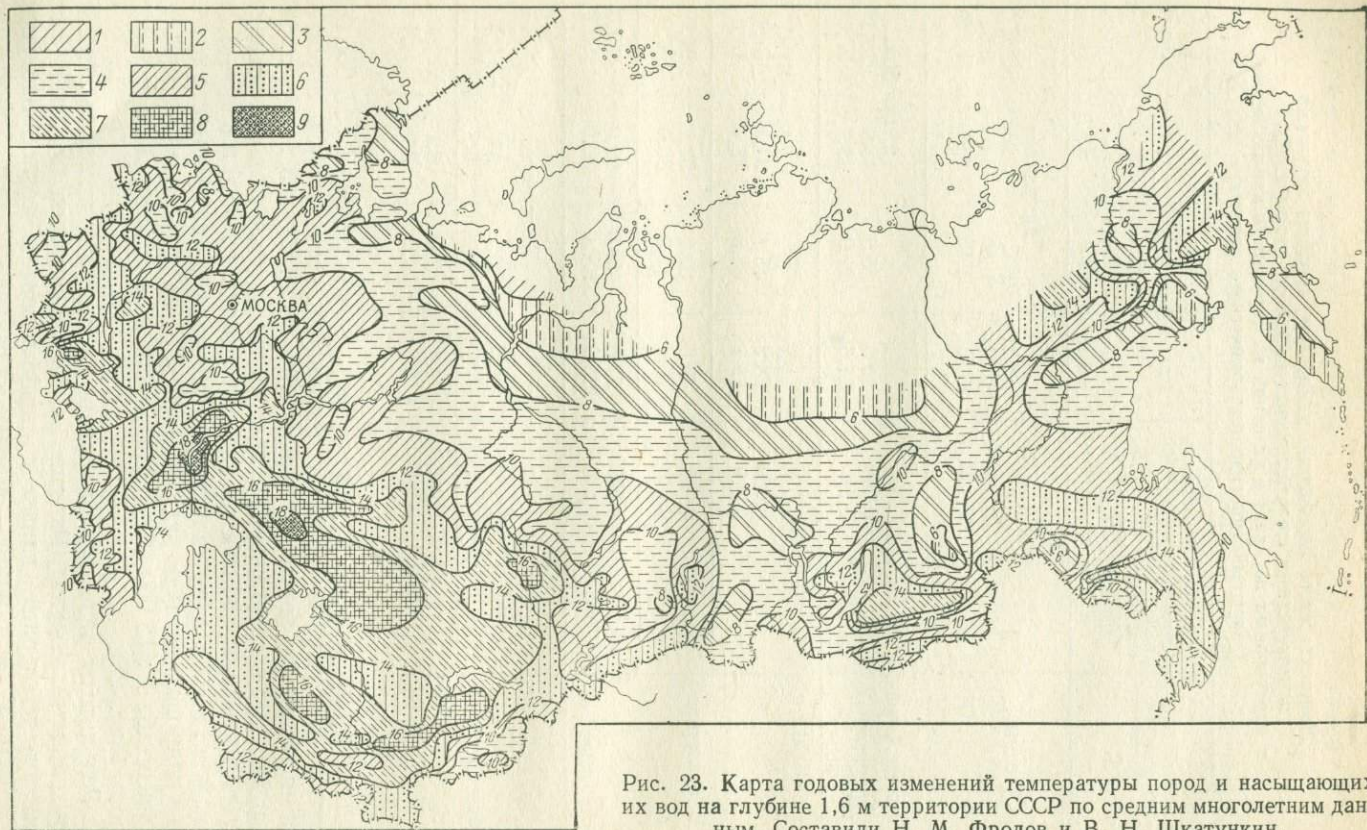


Рис. 23. Карта годовых изменений температуры пород и насыщающих их вод на глубине 1,6 м территории СССР по средним многолетним данным. Составили Н. М. Фролов и В. Н. Шкатункин.

Годовые изменения температуры (°C): 1 — от 2 до 4; 2 — от 4 до 6; 3 — от 6 до 8; 4 — от 8 до 10; 5 — от 10 до 12; 6 — от 12 до 14; 7 — от 14 до 16; 8 — от 16 до 18; 9 — от 18 до 20

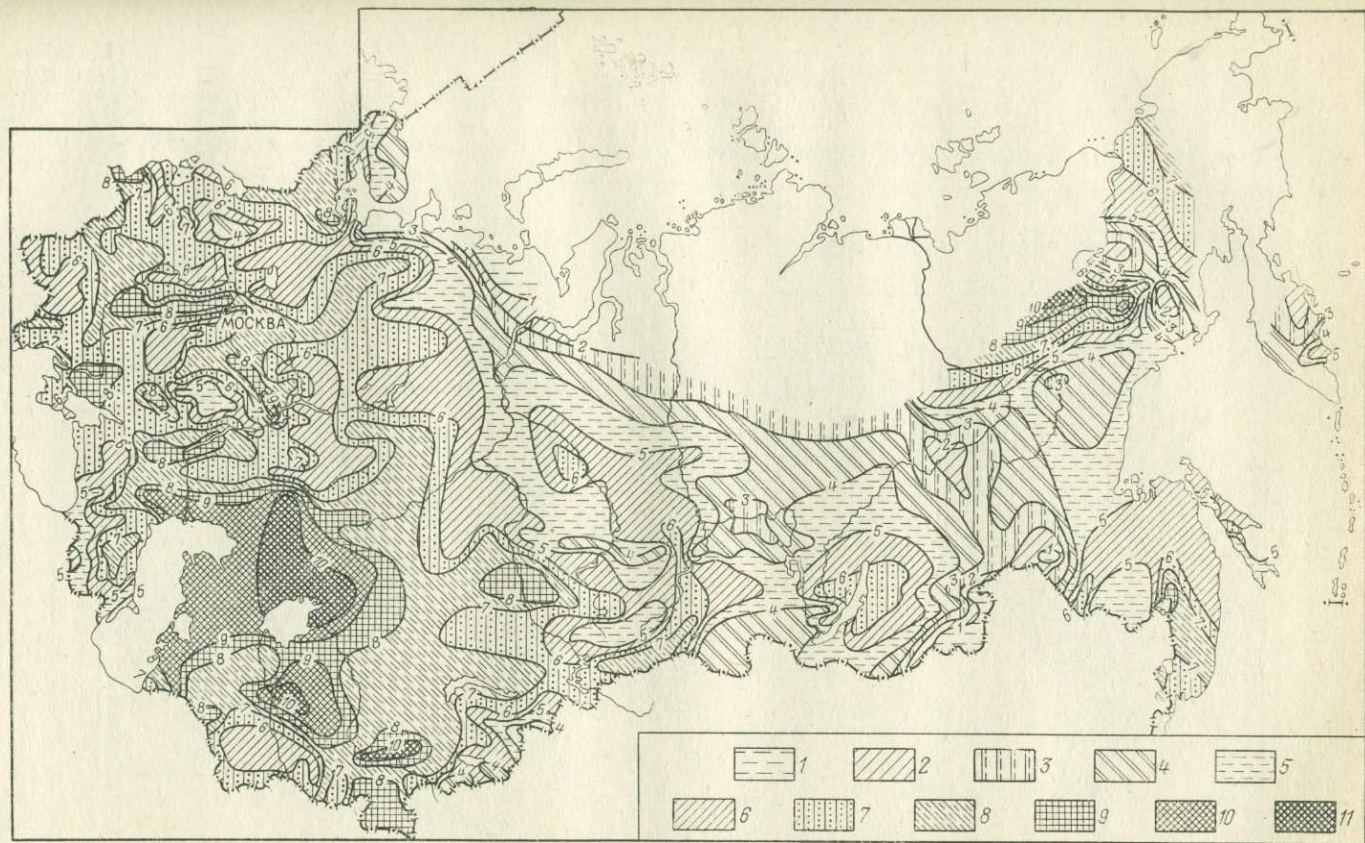


Рис. 24. Карта годовых изменений температуры пород и насыщающих их вод на глубине 3,2 м территории СССР по средним многолетним данным. Составили Н. М. Фролов и В. Н. Шкатункин.

Годовые изменения температуры (°С): 1 — менее 1; 2 — от 1 до 2; 3 — от 2 до 3; 4 — от 3 до 4; 5 — от 4 до 5; 6 — от 5 до 6; 7 — от 6 до 7; 8 — от 7 до 8; 9 — от 8 до 9; 10 — от 9 до 10; 11 — от 10 до 11

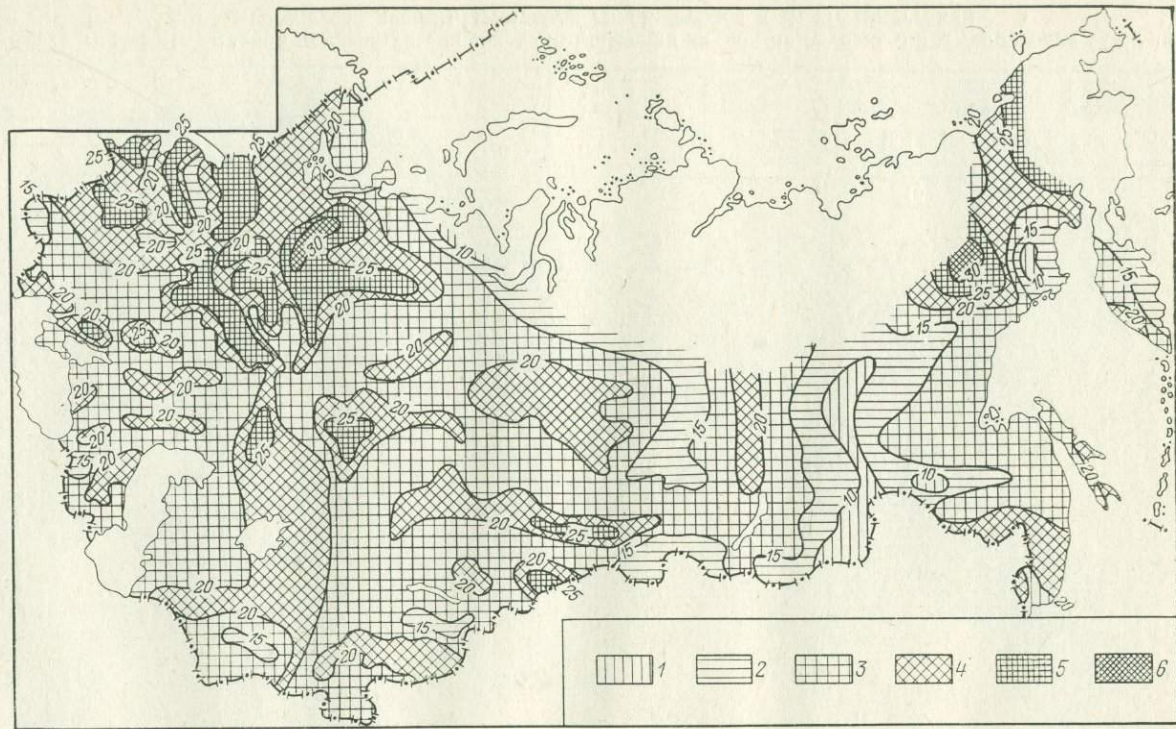


Рис. 25. Карта глубин залегания «нейтрального слоя» территории СССР. Составили Н. М. Фролов и В. Н. Шкатункин.

Глубины залегания «нейтрального слоя» ( $\Delta t_x = 0,01^\circ \text{C}$ ): 1 — менее 10 м; 2 — 10—15 м; 3 — 15—20 м; 4 — 20—25 м; 5 — 25—30 м; 6 — более 30 м

исхождения с  $\lambda = 3,8$  Вт/м·°С, показывают, что при одинаковом тепловом потоке снизу малейшее изменение температуры на верхней границе в центральной части разреза вызывает нарушения геотемпературного поля практически в пределах всего разреза, хотя передача тепла осуществляется лишь молекулярной теплопроводностью.

**Режим температуры в районах,  
сложенных хорошо проницаемыми породами  
(открытый тип гидрогеотермического режима)**

Как показывают результаты многолетнего изучения режима температуры верхних слоев земной коры в природных условиях, 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 решений, учитывающих передачу тепла лишь молекулярной теплопроводностью (Фролов, 1958—1962). При просачивании атмосферных вод из поверхностных водоемов и водотоков глубина и скорость проникновения поверхностных температурных волн значительно больше, чем в водоупорных породах. Это объясняется тем, что в последнем случае теплообмен происходит лишь благодаря молекулярной теплопроводности пород, а при инфильтрации перенос тепла осуществляется, кроме того, движущейся массой воды, т. е. путем конвекции. Поэтому районы, сложенные хорошо проницаемыми породами, были отнесены к открытому типу гидрогеотермического режима.

В хорошо проницаемых породах передача тепла связана с перемещением массы воды под влиянием свободной и вынужденной конвекции. Свободная тепловая конвекция жидкости имеет место лишь при определенных условиях и в температурном режиме верхних слоев земли играет, по-видимому, подчиненную роль (например, при обратной стратификации плотности воды в мощных слоях протаивающих крупнозернистых, хорошо проницаемых пород, подстилающих дно озер, рек, водохранилищ и т. д.; Фельдман, 1975 г.). Вынужденная конвекция имеет место всегда, когда есть перепад давления, напоров, т. е. в верхней оболочке распространена практически повсеместно как при инфильтрации в областях питания, так и в областях транзита, а также разгрузки артезианских бассейнов.

Свободная тепловая конвекция жидкости в крупнозернистых грунтах\*. Исследованию формирования температурного режима горных пород с учетом свободной тепловой конвекции воды посвящен ряд работ советских и зарубежных ученых. Но в них аналитически не рассматриваются те условия, которые определяют само возникновение свободной

\* Написано по материалам Г. М. Фельдмана.

конвекции при наличии обратной стратификации плотности жидкости. Поэтому представляет интерес исследование процесса свободной тепловой конвекции в протаивающих крупнозернистых грунтах с одновременным установлением критерия, определяющего возникновение этой конвекции в условиях внутренней задачи.

Предполагается, что слой породы в виде неограниченной пластины толщиной  $h$  имеет температуры на верхней ( $x = 0$ ) и нижней ( $x = h$ ) границах, соответственно равные  $t_1$  и  $t_2$ . Границы  $x = 0$  и  $x = h$  считаем непроницаемыми для жидкости (условия внутренней задачи). Причем плотность жидкости при  $t = t_1$  больше плот-

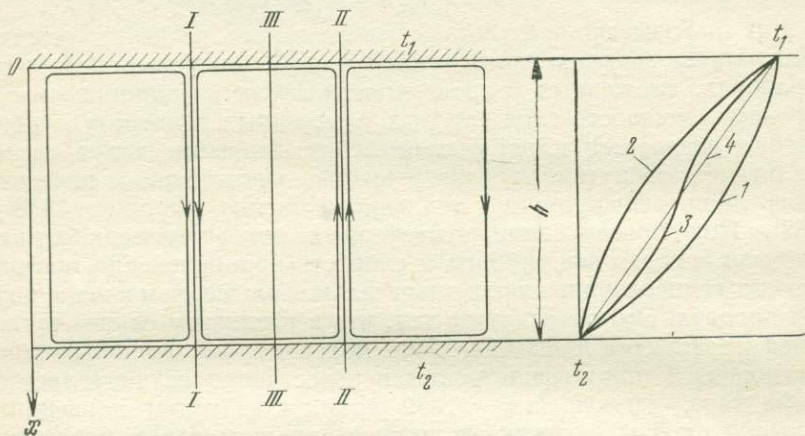


Рис. 26. Расчетная схема задачи о свободной тепловой конвекции в крупнозернистых грунтах. Составил Г. М. Фельдман.

*I—I* — нисходящий поток жидкости; *II—II* — восходящий поток жидкости; *III—III* — сечение, среднее между *I—I* и *II—II*. 1 — распределение температуры в сечении *I—I*; 2 — то же, в сечении *II—II*; 3 — то же, в сечении *III—III*; 4 — то же, при отсутствии конвекции

ности жидкости при  $t = t_2$ ; следовательно, наблюдается обратная стратификация плотности жидкости, обуславливающая возможность свободной тепловой конвекции. Получить точное решение задачи о нахождении плоских стационарных полей температуры грунта и скорости движения жидкости не представляется возможным. Кроме того, учесть концевые эффекты также невозможно, поэтому приводимые ниже решения следует рассматривать как приближенные. Мы будем рассматривать случай сплошных (по всему слою  $h$ ) циркуляционных колец (рис. 26), поскольку полученные решения в принципе применимы для расчета ячеистого, или так называемого бенаровского течения жидкости.

Основные предпосылки расчета заключаются в следующем:

— нестационарное температурное поле протаивающего грунта представляется последовательной сменой стационарных состояний;

— стационарные температурные поля в нисходящем потоке жидкости (сечение *I—I*, см. рис. 26) и в восходящем (сечение *II—II*) будем определять для условий одномерной задачи;

— результирующий стационарный тепловой поток принимаем равным полусумме тепловых потоков в сечениях I—I и II—II;  
 — движение жидкости вдоль циркуляционного кольца подчиняется закону Дарси.

В общем случае дифференциальное уравнение Фурье—Кирхгофа имеет вид

$$\lambda_{\tau} \frac{\partial^2 t}{\partial x^2} - c_{\text{в}} v_{\text{в}} \frac{\partial t}{\partial x} = c_{\tau} \frac{\partial t}{\partial \tau}; \quad 0 < x < h, \quad (\text{III.87})$$

где  $c_{\text{в}}$  — объемная теплоемкость воды, Дж/м<sup>3</sup>·°С;

$v_{\text{в}}$  — скорость движения жидкости, м/с;

$\lambda_{\tau}$  — теплопроводность водонасыщенного талого грунта.

Результирующий тепловой поток ( $q$ ) на нижней границе рассматриваемого слоя грунта ( $0 < x < h$ ) определяется выражением

$$q|_{x=h} = \frac{1}{2} \left[ \lambda_{\tau} (t_2 - t_1) \frac{v_{\text{в}}}{a} \cdot \frac{\text{sh} \left( \frac{v_{\text{в}}}{a} h \right)}{1 - \text{ch} \left( \frac{v_{\text{в}}}{a} h \right)} + 2c_{\text{в}} v_{\text{в}} t_2 \right].$$

Для учета свободной тепловой конвекции обычно вводят так называемый эффективный коэффициент кондуктивной теплопроводности  $\lambda_{\text{эф}}$  определяемый из условия

$$q = \lambda_{\text{эф}} \frac{t_1 - t_2}{h}; \quad \varphi_1 = \frac{\lambda_{\text{эф}}}{\lambda_{\tau}}. \quad (\text{III.88})$$

Подставляя в условие (III.88) выражение для теплового потока, находим коэффициент увеличения  $\varphi_1$  при наличии свободной конвекции

$$\varphi_1 = - \frac{h v_{\text{в}} \text{sh} \left( \frac{v_{\text{в}}}{a} h \right)}{2 \left[ 1 - \text{ch} \left( \frac{v_{\text{в}}}{a} h \right) \right] a} + \frac{h c_{\text{в}} v_{\text{в}} t_2}{(t_1 - t_2) \lambda_{\tau}}. \quad (\text{III.89})$$

Перейдем к определению скорости циркуляции жидкости, заполняющей поры рассматриваемого крупнозернистого грунта. Разность статических давлений ( $\Delta P_1$ ) между нисходящим (сечение I—I) и восходящим (сечение II—II) столбами жидкости будет пропорциональна разности их средних объемных весов.

$$\Delta P_1 = \gamma_{\text{ср}} \beta_{\text{в}} h (t_{\text{ср}2} - t_{\text{ср}1}), \quad (\text{III.90})$$

где  $\gamma_{\text{ср}}$  — среднее значение объемного веса жидкости при температуре  $0,5 (t_1 + t_2)$ ;

$\beta_{\text{в}}$  — коэффициент объемного расширения жидкости 1/°С.

Разность давлений  $\Delta P_2$ , необходимую для движения жидкости вдоль циркуляционного кольца, находим по теории фильтрации

$$\Delta P_2 = \frac{v_{\text{в}} \mu_{\text{в}} m_{\text{r}} \xi_1 h}{K_{\text{r}}}, \quad (\text{III.91})$$

где  $\mu_{\text{в}}$  — вязкость жидкости при температуре  $0,5 (t_1 + t_2)$ ;

$m_{\text{r}}$  — пористость грунта;

$K_r$  — коэффициент проницаемости;

$\xi_1$  — постоянный коэффициент ( $2 < \xi_1 < 4$ ), определяющий длину циркуляционного кольца.

Считая движение жидкости равномерным, можно приравнять выражения (III.90) и (III.91). После ряда преобразований получаем трансцендентное уравнение относительно средней скорости циркуляции жидкости

$$\gamma_{cp} \beta_B (t_2 - t_1) \left( \frac{2a}{v_B h} + \frac{\operatorname{sh} \left( \frac{v_B}{a} h \right)}{1 - \operatorname{ch} \left( \frac{v_B}{a} h \right)} \right) = \frac{v_B \mu_B m_r \xi_1}{K_r} \quad (\text{III.92})$$

Для количественной оценки влияния свободной тепловой конвекции жидкости на интенсивность теплообмена в протаивающем крупнозернистом грунте необходимо выразить значение коэффициента  $\varphi_1$  через все параметры, определяющие свойства исследуемого грунта:  $h$ ,  $\mu_B$ ;  $m_r$ ;  $\xi_1$ ;  $K_r$ ;  $t_1$ ;  $t_2$ ;  $a$ ;  $\gamma_{cp}$ ;  $\beta_B$ .

Для этого запишем уравнения (III.89) и (III.92) в виде, более удобном для их дальнейшего анализа

$$\frac{1}{z} - \operatorname{cth}(z) = z M_1; \quad (\text{III.93})$$

$$\varphi_1 = z \cdot \operatorname{cth}(z) + N_1 z; \quad (\text{III.94})$$

$$z = \frac{v_B h}{2a}; \quad M_1 = \frac{2a \mu_B m_r \xi_1}{K_r \gamma_{cp} \beta_B (t_2 - t_1) h};$$

$$N_1 = \frac{2t_2}{t_1 - t_2}.$$

Численное решение трансцендентного уравнения (III.93) позволяет получить зависимость комплексного параметра  $z$  от  $M_1$ . Подставляя эту зависимость в уравнение (III.94), получаем величину коэффициента  $\varphi_1$  как функцию параметров  $M_1$  и  $N_1$ . Разберем физический смысл уравнения (III.93). Левая часть этого уравнения  $\left( \frac{1}{z} - \operatorname{cth} z \right)$  определяет давление  $\Delta P_1$ , которое может возникнуть в грунтовой системе при циркуляции жидкости со скоростью  $v_B$ ; правая часть уравнения  $z \cdot M_1$  определяет давление  $\Delta P_2$ , необходимое для осуществления такой циркуляции жидкости со скоростью  $v_B$ . Очевидно, что для возникновения циркуляции жидкости (т. е. свободной тепловой конвекции) должно выполняться условие  $\Delta P_1 \geq \Delta P_2$ . Зависимость  $f(z)$  графически представлена на рис. 27. Решением уравнения (III.93) является величина  $z$ , соответствующая точке пересечения кривой  $f(z) = \frac{1}{z} -$

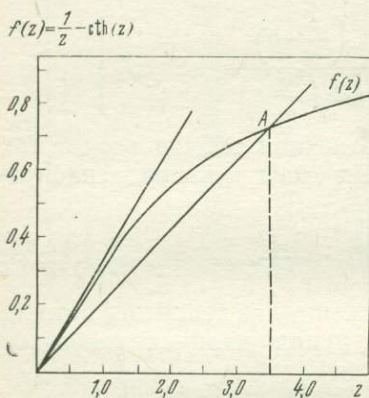


Рис. 27. График функции  $f(z) = \frac{1}{z} - \operatorname{cth}(z)$

—  $\text{cthz}$  с прямой  $f_1(z) = zM_1$ . Поскольку угол наклона прямой  $f_1(z)$  зависит от величины  $M_1$ , решение  $z = 0$  является тривиальным в диапазоне  $0 < M_1 < \infty$ . Решение  $z > 0$  имеет место только при пересечении  $f(z)$  и  $f_1(z)$  в точках кривой  $f(z) > 0$ . Такое пересечение возможно в том случае, когда

$$|M_1| < \left| \frac{d\left(\frac{1}{z} - \text{cthz}\right)}{dz} \right|_{z=0} = \frac{1}{3}.$$

Таким образом можно установить значение критерия  $|M_{1\text{кр}}|$ , определяющего само возникновение свободной конвекции жидкости в грунтах при принятой расчетной схеме

$$|M_{1\text{кр}}| = \frac{1}{3}; \quad \left| \frac{2a\mu_B m_r \xi_1}{K_r \gamma_{\text{ср}} \beta_B (t_2 - t_1) h} \right| = \frac{1}{3}. \quad (\text{III.95})$$

Теоретическим условием возникновения свободной тепловой конвекции является условие

$$|M_1| < \frac{1}{3}. \quad (\text{III.96})$$

Если параметры  $a$ ;  $\mu_B$ ;  $m_r$ ;  $\xi_1$ ;  $K_r$ ;  $\gamma_{\text{ср}}$ ;  $\beta_B$ , определяющие физические свойства водонасыщенного грунта, постоянны, то значение критерия  $M_1$  зависит только от разности температур на границах  $(t_1 - t_2)$  и мощности слоя  $h$ . Другими словами, если  $|M_1| > \frac{1}{3}$ , то свободная конвекция не происходит, так как возникающее давление  $\Delta P_1$  меньше чем давление  $\Delta P_2$ , необходимое для циркуляции жидкости. Если  $|M_1| < \frac{1}{3}$ , то в грунте возникает конвекция.

Особый практический интерес представляет определение мощности слоя крупнозернистого грунта  $h_r$ , в котором может возникнуть свободная тепловая конвекция воды, когда на границах этого слоя поддерживаются температуры  $t_1 = +4^\circ \text{C}$ ;  $t_2 = 0,0^\circ \text{C}$ .

Используя соотношение (III.95), получим

$$h_r \geq \frac{1,5 a m_r \xi_1}{\frac{K_r \gamma_{\text{ср}}}{\mu_B} \beta_B}.$$

Известно, что

$$\frac{K_r \gamma_{\text{ср}}}{\mu_B} = K_\Phi,$$

где  $K_\Phi$  — коэффициент фильтрации, м/с.

В ы н у ж д е н н а я к о н в е к ц и я. Уравнение теплопроводности, описывающее нестационарное температурное поле однородной толщи горных пород при вертикальной фильтрации подземных вод, имеет вид

$$\lambda \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} - c_r v \frac{\partial t}{\partial z} + W_e + W_r = c \frac{\partial t}{\partial \tau}, \quad (\text{III.97})$$

где  $W_e$  и  $W_r$  — мощности источников тепла за счет дроссельного процесса и растворения твердой фазы породы или кристаллизации солей из фильтрационного потока;

$c$  и  $c_r$  — объемные теплоемкости породы и порового раствора;

$\lambda$  — теплопроводность породы;

$v$  — скорость фильтрации.

Если до возникновения фильтрации, например из вновь образованного водоёма, температура поверхности полупространства изменялась периодически

$$t(\tau, 0) = t' + A' \sin(\omega' \tau + \varphi'), \quad \tau < 0, \quad (\text{III.98})$$

то начальным условием будет служить соотношение

$$t(0, z) = t'' + gz + A' e^{-\kappa' z} \sin(\varphi' - \kappa' z), \quad \tau = 0. \quad (\text{III.99})$$

В качестве граничных условий после возникновения фильтрации примем

$$t(\tau, 0) = t_0 + A_0 \sin(\omega_0 \tau + \varphi_0), \quad \tau > 0, \quad (\text{III.100})$$

$$\partial t(\tau, \infty) / \partial z = g = \text{const}; \quad -\infty < \tau < \infty. \quad (\text{III.101})$$

При такой постановке задачи учитывается изменение с началом фильтрации средней температуры, амплитуды, периода и начальной фазы температурных колебаний на поверхности  $z = 0$ . Предполагается также, что фильтрация охватывает всю область  $0 < z < \infty$ . При возникновении нисходящей фильтрации в сухих породах задача усложняется, ибо тогда надо рассматривать двуслойную среду с границей раздела слоев, движущейся по закону  $z = \tau v'$  ( $v' = v/n_e$ ) — скорость движения воды в породе,  $n_e$  — эффективная (открытая пористость). В верхнем и нижнем слоях будет выполняться уравнение (III.97), но в нижнем — без источников  $W$  и конвективного (второго) слагаемого. На границе раздела слоев тепловой поток снизу должен быть равен потоку, уходящему вверх. Эта задача здесь не рассматривается.

Если принять, что поле концентрации  $N(\tau, z)$  не зависит от температурного поля («несвязанная» задача), аналитическое решение задачи (III.97—III.101) с учетом диффузии растворяющихся солей, полученное с помощью преобразования Лапласа по времени, можно представить в следующей форме (Шасткевич, 1976):

$$t(\tau, z) = t' + (t_0 - t') \operatorname{erfc}(z/2\sqrt{a\tau}) + A'\sigma_1(\tau, z; \omega', \varphi') + A_0\sigma_2(\tau, z; \omega_0\varphi_0) + A_0S(\tau, z; \omega_0\varphi_0) + gh_0\sigma(\tau, z) + g_e[z - h_0\sigma(\tau, z)] + t_r(\tau, z). \quad (\text{III.102})$$

Второе слагаемое описывает изменение температуры пород за счет скачка средней температуры от  $t'$  до  $t_0$  при  $z = 0$ . Третье

слагаемое соответствует релаксации температурных колебаний, происшедших до возникновения фильтрации. Четвертое слагаемое отвечает неустановившимся колебаниям после начала фильтрации, пятое — установившимся при  $\tau \rightarrow \infty$ . Шестое и седьмое слагаемые учитывают тепловой поток ( $q = \lambda g$ ) и дроссельный нагрев пород ( $g_e$ ). Последнее слагаемое дает величину теплового эффекта за счет растворения солей нисходящим фильтрационным потоком. Оно приведено только для стационарного состояния при  $\tau \rightarrow \infty$  и  $A_0 = 0$

$$t_r(\infty, z) = g_r h_0 \frac{Pe_\Delta + Pe_{D/2}}{Pe_D (Pe + Pe_\Delta - Pe_{D/2})} (1 - e^{-(Pe_\Delta - Pe_{D/2})Z}), \quad (III.103)$$

и получено при краевых условиях  $N(0, z) = N_0$ ,  $N(\tau, 0) = 0$ ,  $N(\tau, z) < \infty$ , т. е. если пресная вода разбавляет насыщенный вначале поровый раствор и растворяет содержащиеся в породе соли. При  $D = 0$  решение (III.103) имеет вид (Путиков, 1969):

$$t_r(\infty, z; D = 0) = \frac{g_r h_0}{Pe + Pe_r} (1 - e^{-Pe_r Z}), \quad Pe_r = rh_0/v.$$

В приводимых формулах использованы следующие обозначения  $g_e = \pm \varepsilon \gamma_r$  (плюс для нисходящей, минус — для восходящей фильтрации):

$\varepsilon$  — интегральный коэффициент Джоуля—Томсона (Чекалюк, 1965);

$\gamma_r$  — объемная масса раствора;

$g_r = N_0 q_0 n_e v / \lambda$ ,  $q_0$  — теплота растворения;

$Z = z/h_0$ ,  $h_0$  — единица измерения длины;

$Pe = c_r v h_0 / \lambda$  — критерий Пекле;

$Pe_D = v h_0 / D$ ,  $D$  — коэффициент диффузии;

$Pe_\Delta^2 = Pe_D^2/4 + Pe_{Dr}$ ,  $Pe_{Dr} = rh_0^2/D$ ,  $r$  — «скорость» растворения — постоянная закона растворимости Нернста  $gN/g\tau = r(N_0 - N)$  (Левич, 1959 г.).

$$S(\tau, z) = e^{-(Pe_c - Pe/2)Z} \sin(\omega\tau + \varphi - Pe_z z),$$

$$\sigma(\tau, z) = \frac{1}{2} [(PeFo + Z) e^{Pe Z} \operatorname{erfc} \psi_1 - (PeFo - Z) \operatorname{erfc} \psi_2].$$

$$\sigma_1(\tau, z) = \frac{1}{2} \{ [u(\psi_3, \psi_4) - u(\psi_3, \psi_5)] \sin \varphi -$$

$$- [v(\varphi_3, \varphi_4) - v(\varphi_3, \varphi_5)] \cos \varphi \} e^{-\psi_2^2},$$

$$\sigma_2(\tau, z) = \frac{1}{2} \{ [v(\psi_6, \psi_7) - v(\psi_6, \psi_8)] \cos \varphi -$$

$$- [u(\psi_6, \psi_7) - u(\psi_6, \psi_8)] \sin \varphi \} e^{-\psi_2^2},$$

$$\psi_{1,2} = (PeFo \pm Z)/2\sqrt{Fo}, \quad \psi_3 = \kappa h_0 \sqrt{Fo} = \sqrt{\omega\tau/2},$$

$$\psi_{4,5} = (\kappa h_0 + Pe/2)\sqrt{Fo} \mp Z/2\sqrt{Fo}, \quad \psi_6 = Pe_s \sqrt{Fo},$$

$$\psi_{7,8} = Pe_c \sqrt{Fo} \mp Z/2\sqrt{Fo},$$

где  $u$  и  $v$  — действительная и мнимая части интеграла вероятности от комплексного аргумента (Карслоу, Егер, 1964);

$Fo = a\tau/h_0^2$  (число Фурье)

$$Pe_c^2 = p \cos^2 \psi = (p + Pe^2/4)/2;$$

$$Pe_s^2 = p \sin^2 \psi = (p - Pe^2/4)/2;$$

$$p^2 = Pe^4/16 + 4\kappa^4 h_0^4;$$

$$\operatorname{tg} 2\psi = 8\kappa^2 h_0^2 Pe^2; \quad \kappa^2 = \omega/2a \text{ (волновое число).}$$

Рассмотрим разрез, представленный супесчаными породами, для которого можно принять  $n_e = 0,2$ ;  $\gamma_r \approx 1000$  кг/м<sup>3</sup>;  $c = 2400$  Дж;  $c_r \approx 4190$  Дж;  $\lambda = 1,73$  Вт/м·°С; температуропроводность  $a = \lambda/c = 0,72$  м<sup>2</sup>/с; коэффициент фильтрации  $k = |v| = 0,001 - 0,1$  м/ч; геотермический градиент  $g = 25$  град/км. Пусть фильтрация происходит под протяженным в плане водоемом на многолетнемерзлых породах, если замкнутый вначале талик превратился в сквозной, например в силу потепления климата или увеличения площади акватории так, что боковым влиянием мерзлых пород можно пренебречь, т. е. считать температурное поле одномерным. Примем  $t_0 = t' = 5^\circ \text{C}$ ,  $A_0 = A' = A = 5$  град,  $\omega_0 = \omega' = \omega$ ,  $\varphi_0 = \varphi' = \varphi$ . При  $\varepsilon = 2,3 \cdot 10^{-6}$  град·м<sup>2</sup>/кг «дроссельный» градиент  $g_e$  составит  $\pm 2,3$  град/км. Если допустить, что поровый раствор до начала фильтрации был насыщен поваренной солью, тогда  $N_0 = 263$  кг/м<sup>3</sup>,  $q_0 = -15,9$  ккал/кг. «Скорость» растворения  $r = 0,1$  ч<sup>-1</sup>; коэффициент диффузии примем равным молекулярному  $D = 0,4 \cdot 10^{-5}$  м<sup>2</sup>/ч. При этих значениях параметров для скорости фильтрации в диапазоне 0,001—0,1 м/ч критериальные величины изменяются в интервалах:  $Pe = 0,671 - 67,1$ ;  $Pe_c = 0,382 - 33,66$ ;  $Pe_s = 0,1812 - 0,00413$ ;  $Pe_c - Pe/2 = 0,0465 - 2,54 \cdot 10^{-7}$ .

Если нисходящая фильтрация началась в момент, когда температура дна водоема при сезонных ее изменениях была максимальной ( $\varphi' = \pi/2$ ), скажем 1/VIII, то через месяц к 1/IX ( $Fo \approx 1,9$ ) ее влияние на температурное поле пород будет заметным даже при  $v = 0,001$  м/ч (рис. 28;  $g_e = g_r = 0$ ).

Для установившегося состояния при  $\tau \rightarrow \infty$ , если не учитывать дрессельный нагрев пород ( $g_e = 0$ ) и растворение солей ( $g_r = 0$ ), решение (III.102) принимает вид (Огильви, 1959).

$$t(\tau, z) = t_0 + AS(\tau, z), \quad \text{(III.104)}$$

ибо  $\sigma(\infty, z) = \sigma_1(\infty, z) = \sigma_2(\infty, z) = 0$ , и справедливо как для нисходящей ( $Pe > 0$ ), так и для восходящей ( $Pe < 0$ ) фильтрации. При тех же условиях и при отсутствии фильтрации, т. е. при  $\tau \rightarrow \infty$ ,  $g_e = g_r = v = 0$ , выражение (III.102) сводится к решению Фурье  $t(\tau, z; v = 0) = t_0 + gz + Ae^{-\kappa z} \sin(\omega\tau + \varphi - \kappa z)$ , так как  $\sigma(\tau, z; v = 0) = z/h_0$  и  $S(\tau, z; v = 0) = e^{-\kappa z} \sin(\omega\tau + \varphi - \kappa z)$ .

Из соотношения (III.104) видно, что в установившемся состоянии тепловой поток  $q = \lambda g$  не играет роли в формировании температуры горных пород в пределах зоны, охваченной вертикальной фильтрацией при любой малой ее скорости. Однако длительность неуставившегося состояния при малых скоростях фильтрации может быть весьма большой. Поэтому сравнительно кратковременная фильтрация лишь уменьшает влияние потока тепла.

Из решения (III.104) можно найти, что температурные колебания затухают с глубиной быстрее при восходящей и медленнее при нисходящей фильтрации  $\delta_n < \delta < \delta_b$ , где  $\delta_b = (Pe_c + |Pe|/2) \times \pi / Pe_s$ ,  $\delta = \pi$ ,  $\delta_n = (Pe_c - Pe/2) \pi / Pe_s$  — декременты затухания (логарифмы абсолютной величины отношения ординат двух соседних экстремумов на кривой зависимости разности  $t(\tau, z) - t_0$  от глубины, построенной в любой момент времени). При  $v = 0,001$  м/ч и точности измерения температуры  $\Delta t = 0,1$  град. глубина проникновения температурных колебаний составит при нисходящей фильтрации  $z(\Delta t; v) = h_0 [\ln(A/\Delta t)] / (Pe_c - Pe/2) = z \times (0,1; 0,001) \approx 84$  м против  $z(\Delta t; 0) = [\ln(A/\Delta t)] / \kappa = z(0,1; 0) \approx 10,5$  м при ее отсутствии и  $\approx 5,5$  м при восходящей фильтрации. Сдвиг фазы температурных колебаний при фильтрации всегда меньше, чем без нее:  $\Delta\varphi = Pe_s z < \kappa h_0 Z$ .

Для постоянной температуры при  $z = 0$  без учета растворения ( $g_r = 0$ ) решение (III.102) имеет вид

$$t(\tau, z) = t_0 + gh_0\sigma(\tau, z) + g_e[z - h_0\sigma(\tau, z)]. \quad (\text{III.105})$$

Для функции  $\sigma(\tau, Z)$  иногда приводят выражение, полученное с помощью теоремы о свертке для преобразования Лапласа,

$$\sigma(\tau, z) = Z + \frac{1}{2} Pe \int_0^{Fo} (e^{PeZ} \operatorname{erf} c\psi_1 - \operatorname{erf} c\psi_2) dFo.$$

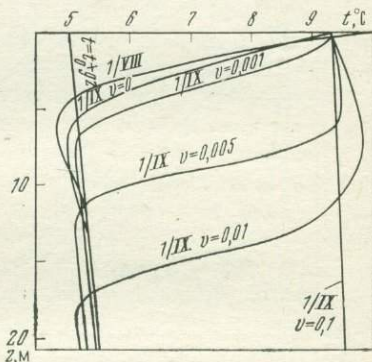


Рис. 28. Термограммы через месяц после начала инфильтрации при периодическом изменении температуры дна водоема. Составил Ю. Г. Шасткевич

Записанное в интегральной форме выражение плохо пригодно и для вычислений, и для анализа, что привело Ф. М. Бочевера (1969 г.) к парадоксальному выводу: температура со временем «... должна уменьшаться в пределах всего разреза вплоть до бесконечности». Ничего подобного, конечно, не происходит в силу того, что  $\sigma(\infty, z) = 0$ .

Если не учитывать дроссельный нагрев пород, при нисходящей фильтрации образуется практически безградиентная зона (рис. 29). К моменту времени  $\tau$  она согласно (III.105) распространится до глубины  $z \approx h_0 \text{PeFo} = \tau v c / c_r$  (при  $v = 0,1$  м/ч  $z = 130$  м), которая всегда меньше глубины  $z = \tau v' = \tau v / n_e$ , куда к этому времени вода проникнет со дна водоема (при  $v = 0,1$  м/ч  $z = 372$  м), так как  $c = n c_r + c_c$  и, следовательно,  $c / c_r = n + c_c / c_r > n > n_e$ , т. е.  $c / c_r < 1 / n_e$  ( $n$  — общая пористость породы,  $c_c$  — объемная теплоемкость скелета породы). Глубже  $z \approx h_0 \text{PeFo}$  температура пород линейно растет с глубиной и уменьшается со временем

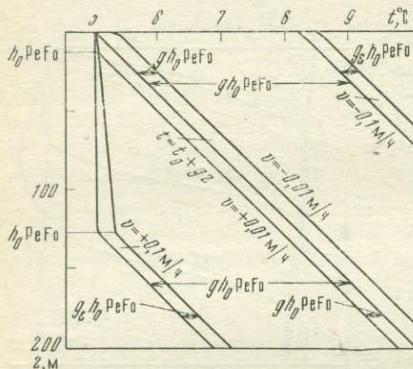


Рис. 29. Термограммы через месяц после начала инфильтрации при постоянной температуре дна водоема. Составил Ю. Г. Шасткевич

$$t(\tau, z) \approx t_0 + g(z - h_0 \text{PeFo}), \quad (\text{III.106})$$

но, естественно, не ниже температуры дна водоема  $t_0$ , ибо  $\sigma(\infty, z) = 0$ . Напомним, что это справедливо, если фильтрацией охвачена вся область  $0 < z < \infty$ . При фильтрации в сухих породах ниже безградиентной зоны термограмма  $t = t(z)$  будет постепенно приближаться к прямой  $t = t_0 + gz$ .

Для восходящей фильтрации решение (III.105) соответствует, например, случаю излияния фильтрационного потока в глубокий водоем с настолько сильно развитой конвекцией, что температура дна остается равной  $t_0$ . В этом случае в непосредственной близости от дна водоема возникает растущий со временем большой градиент температуры, который приближенно равен

$$\partial t / \partial z \approx g \{ 1 + [1 + |\text{Pe}| (|\text{Pe}| \text{Fo} - Z)] e^{-|\text{Pe}| Z} \}, \quad (\text{III.107})$$

так как температура близ дна описывается соотношением

$$t(\tau, z) \approx t_0 + g h_0 [|\text{Pe}| \text{Fo} (1 - e^{-|\text{Pe}| Z}) + z (1 + e^{-|\text{Pe}| Z})], \quad (\text{III.108})$$

следующим из (III.105) при  $Z < |\text{Pe}| \text{Fo} - 3 \sqrt{\text{Fo}}$  и  $g_e = 0$ . При  $|\text{Pe}| Z > 3$  экспонента в выражениях (III.107 и III.108) не превышает 0,05. Поэтому при  $Z > 3 h_0 / |\text{Pe}|$  градиент температуры практически равен геотермическому  $g$ , а температура

линейно растет с глубиной и временем согласно условию (III.106) (см. рис. 29), ибо в этом случае  $Fe < 0$  и предполагается, что фильтрацией охвачена вся область  $0 < z < \infty$ . Если же температура дна водоема формируется восходящими напорными водами, температура которых на глубине  $h = h_0 H$  равна  $t_0 + gh$ , большой градиент близ дна не возникает. Решение (III.105) принимает вид

$$t(\tau, z) = t_0 + gh_0 [H - \sigma(\tau, H - Z)] + |g_e| h_0 [H - Z - \sigma(\tau, H - Z)], \quad (III.109)$$

Согласно решению (III.109), если пренебречь дроссельным нагревом ( $g_e = 0$ ), температура дна в начальный период восходящей фильтрации равна  $t(\tau, 0) \approx t_0 + gh_0 ReFo$  и будет расти со временем. В момент, когда выполнится равенство  $ReFo = H$  или иначе  $\tau = hc/c_r v$ , температура дна сравняется с температурой напорных вод на глубине  $h$  и в дальнейшем изменяться не будет.

Из выражений (III.105 и III.109) можно найти, что за счет дроссельного нагрева пород термограммы сместятся вправо, в сторону увеличения температуры на величину  $g_e z$  до глубины  $h_0 ReFo$  при нисходящей и на величину  $|g_e|(h - z)$  в интервале глубин от  $h - h_0 ReFo$  до  $h$  при восходящей фильтрации. Ниже по разрезу в первом и выше во втором случае смещение термограмм составит  $|g_e| h_0 |Re| Fo$ . Для приведенного разреза супесчаных пород через месяц после начала фильтрации со скоростью  $|v| = 0,1$  м/ч величина дроссельного нагрева пород не превышает 0,3 град.

Для того же примера тепловой эффект за счет растворения галита в стационарном состоянии согласно (III.103) составит: при  $v$  (м/ч) 0,01; 0,005; 0,01; 0,1  $t_r$  (град) при  $D \neq 0$  равно  $-0,09$ ;  $-0,14$ ;  $-0,34$ ;  $-0,38$  и при  $D = 0$  равно  $-0,005$ ;  $-0,14$ ;  $-0,34$  и  $-0,83$  соответственно.

Можно видеть, что массоперенос за счет молекулярной диффузии практически не сказывается на величине этого эффекта. При скорости фильтрации более 0,005 м/ч изменение температуры за счет растворения практически не зависит от глубины, начиная почти от самого дна водоема, и составляет заметную величину, которую вполне можно зарегистрировать. При этом следует иметь в виду, что время наступления стационарного состояния, приближенно равное  $zc/c_r v$ , при малых скоростях фильтрации достигает значительных величин. Это время совпадает с моментом, когда безградиентная зона при нисходящей фильтрации достигнет глубины  $h_0 ReFo$ . Стационарное состояние за месяц при  $v = 0,1$  м/ч распространится до глубины 130 м, при  $v = 0,01$  м/ч — только до 13 м.

Величина  $t_r$  согласно (III.103) тем больше, чем больше скорость фильтрации и мало зависит от «скорости» растворения  $r$  при больших  $v$ ;

$$\bar{t}_r \approx N_0 q_0 n_e (1 - e^{-rz/v}) / (c_r + \lambda r/v^2) < N_0 q_0 n_e / c_r,$$

и достигает максимума при  $v \gg \sqrt{\lambda r/c_r}$ , на глубинах  $z > 3v/r$ .

Более детальное изучение особенностей нестационарного геотемпературного поля при фильтрации подземных вод в рамках «несвязанной» задачи также может быть выполнено с помощью преобразования Лапласа как для полупространства, так и для пластины конечной толщины (слоя). В частности, можно построить аналитическое решение и для других условий, определяющих минерализацию фильтрационного потока. Некоторые полезные результаты получены непосредственно из решений в изображениях. Диффузионный массоперенос в некоторых случаях может играть заметную роль в формировании нестационарного геотемпературного поля, особенно, если принять во внимание, что эффективный коэффициент диффузии, учитывающий растущую с увеличением скорости фильтрации так называемую конвективную диффузию (Развитие исследований по теории фильтрации в СССР, 1969), может более чем на порядок превышать коэффициент молекулярной диффузии и, следовательно, быть соизмеримым с температуропроводностью горных пород. Из выражения (III.103) при  $v = 0$  можно найти величину теплового эффекта за счет одной лишь диффузии в чистом виде,  $t_r(\infty, z; v = 0) = N_0 q_0 n_e D (1 - e^{-z \sqrt{Pe_{DГ}}})/\lambda$ , откуда легко найти, что в стационарном состоянии он пренебрежимо мал.

Отметим, что принцип суперпозиции позволяет построить аналитическое решение для произвольного изменения температуры поверхности полупространства. Для оценки влияния инфильтрации на температурный режим пород ( $\Delta t_n$ ) обычно применяют дифференциальное уравнение Фурье—Кирхгофа. При этом предполагают, что в каждой точке массива температуры инфильтрующейся воды и скелета пород равны. Для количественной оценки влияния сезонной инфильтрации на температурный режим пород принимаем постоянную скорость инфильтрации, определяемую суммой летних осадков, продолжительностью летнего периода и пористостью грунта, принимаемой постоянной по глубине. Тогда удельный расход воды за летний период оказывается равным

$$q_b = \frac{Q_n}{\tau_n}, \quad (\text{III.110})$$

где  $Q_n$  — сумма летних осадков;

$\tau_n$  — продолжительность летнего периода.

При отсутствии слоя воды на поверхности земли, стока и испарения осадков (что идет в сторону увеличения  $\Delta t_n$ ), скорость инфильтрации (м/ч) составляет

$$v_b = \frac{Q_n \cdot 10^{-3}}{\tau_n \cdot m_r} \quad (\text{III.111})$$

Задачу о протаивании грунта с учетом инфильтрации решаем методом Лейбензона, т. е. нестационарное температурное поле

протаявшего грунта, представляем последовательной сменой установившихся состояний.

Стационарное температурное поле протаявшего грунта описывается уравнением

$$\frac{d^2 t}{dx^2} = \frac{v_1}{a_T} \frac{dt}{dx}; \quad 0 < x < \zeta(\tau);$$

$$v_1 = v_B \frac{c_B}{c_T}; \quad a_T = \frac{\lambda_T}{c_T};$$

$\zeta(\tau)$  — граница фазовых переходов.

Граничные условия (принимаяем  $t_0 \cong 0^\circ \text{C}$ ).

$$x = 0, \quad t = t_{\text{ср}};$$

$$x = \zeta, \quad t = 0; \quad \lambda_T \frac{dt}{dx} = Q_{\text{пт}} \frac{d\zeta}{d\tau};$$

В результате решения этой задачи, получаем выражение для определения глубины протаивания

$$\frac{\alpha_n \cdot \lambda_T \cdot \Omega_{\text{пт}}^B}{Q_{\text{пт}}} = \zeta + \frac{1}{\alpha_n} e^{-\alpha_n \cdot \zeta} - 1); \quad (\text{III.112})$$

$$\alpha_n = \frac{v_1}{a_T}; \quad \Omega_{\text{пт}}^B = \frac{\Omega_p}{2} \left( 1 - \cos \frac{\pi}{\tau_n} \tau_{\text{пт}} \right),$$

где  $\Omega_{\text{пт}}^B$  — сумма градусочасов, соответствующая периоду протаивания грунта деятельного слоя;

$\Omega_p$  — сумма градусочасов на поверхности грунта за летний период.

Выражение (III.112) позволяет рассчитать как динамику процесса протаивания грунта с учетом инфильтрации ( $t_0 \sim 0$ ), так и продолжительность периода протаивания грунта  $\tau_{\text{пт}}$  деятельного слоя.

При наличии сезонного промерзания необходимо определить температурное поле грунта за период нагрева  $\tau_n = \tau_l - \tau_{\text{пт}}$ . Расчетная сумма градусочасов воздуха за период нагрева составляет  $\Omega_{\text{нв}} = \Omega_p - \Omega_{\text{пт}}^B$ . Изменение температуры воздуха за период нагрева принимаем линейным во времени

$$t_B = t_n \left( 1 - \frac{\tau}{\tau_n} \right),$$

где

$$t_n = \frac{\Omega_{\text{нв}}}{0,5\tau_n}.$$

Среднюю по глубине температуру грунта перед началом периода нагрева принимаем равной

$$t_{\text{он}} = \frac{t_n \cdot h_q}{2h_0}.$$

Для расчетов можно принять  $h_0 \cong 10$  м.

Итак, математическая постановка задачи о нахождении геотемпературного поля за период нагрева имеет вид

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial^2 t}{\partial x^2} - \frac{v_1}{a_T} \frac{\partial t}{\partial x} &= \frac{1}{a_T} \frac{\partial t}{\partial \tau}; \\ \tau = 0, \quad t &= t_{\text{он}}; \\ x = 0, \quad t &= t_{\text{н}} - \frac{\tau}{\tau_{\text{н}}}; \\ x = \infty, \quad \frac{\partial t}{\partial x} &= 0. \end{aligned} \right\}$$

Решение этой задачи известно:

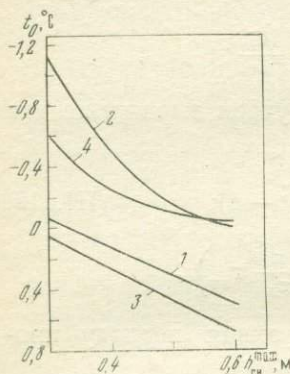


Рис. 30. Среднегодовая температура подошвы деятельного слоя (без растительного покрова) при мощности элювиальных отложений больше мощности деятельного слоя. Составил Г. М. Фельдман.

1 — с учетом инфильтрации ( $\lambda = 1800$ ,  $W_0 = 0,1$ ); 2 — без учета инфильтрации ( $\lambda = 1800$ ,  $W_0 = 0,1$ ); 3 — с учетом инфильтрации ( $\lambda = 1720$ ,  $W_0 = 0,05$ ); 4 — без учета инфильтрации ( $\lambda = 1720$ ,  $W_0 = 0,05$ )

$$\begin{aligned} t &= t_{\text{он}} + 0,5(t_{\text{н}} - t_{\text{он}}) \left\{ \operatorname{erfc} \left( \frac{x - v_1 \tau}{2\sqrt{a_T \tau}} \right) + \right. \\ &\quad \left. + e^{\frac{v_1 x}{a_T}} \cdot \operatorname{erfc} \left( \frac{x + v_1 \tau}{2\sqrt{a_T \tau}} \right) \right\} - \\ &- \frac{t_{\text{н}}}{2v_1 \tau_{\text{н}}} \left\{ (x + v_1 \tau) e^{\frac{v_1 x}{a_T}} \cdot \operatorname{erfc} \left( \frac{x + v_1 \tau}{2\sqrt{a_T \tau}} \right) - \right. \\ &\quad \left. - (x - v_1 \tau) \operatorname{erfc} \left( \frac{x - v_1 \tau}{2\sqrt{a_T \tau}} \right) \right\}. \quad (\text{III.113}) \end{aligned}$$

С помощью выражения (III.113) можно определить сумму градусочасов  $\Omega_{\text{н}}$  на подошве слоя сезонного промерзания ( $x = h_{\text{д}}$ ) за период нагрева. Среднегодовая температура пород на подошве сезонно-промерзающего слоя равна

$$t_0 = \frac{\Omega_{\text{н}}}{T}.$$

Отметим, что суммой градусочасов на подошве сезоннопромерзающего слоя за периоды протаивания и промерзания (для районов с  $t_0 \rightarrow 0$ ) можно пренебречь.

Оценка отепляющего влияния инфильтрации летних осадков на температурный режим пород проведена для водораздельных пространств Чульманского плоскогорья. Этот район характеризуется сравнительно продолжительным теплым летом, большим количеством летних осадков и хорошо фильтрующими породами, ввиду чего отепляющее влияние сезонной инфильтрации здесь должно быть максимальным. Результаты расчетов показали, что оно не превышает  $1,2^\circ \text{C}$  (рис. 30).

В заключение следует отметить научное и практическое значение ориентировочных оценок мощности слоев переменных темпера-

тур в условиях постоянной (круглогодичной) инфильтрации (вблизи рек, озер, водохранилищ и др.), отражающих все разнообразие физико-географических и геолого-гидрогеологических обстановок. Как известно, решение дифференциального уравнения, учитывающего передачу тепла кондуктивным путем и конвекцией, а также поверхностные синусоидальные изменения температуры, имеет вид

$$T_x = T_{н.с.} + \Delta t e^{-xK_2} \cdot \sin\left(\frac{2\pi\tau_1}{\tau} - Bx\right), \quad (\text{III.114})$$

где

$$B = \left[ \left( M^2 + \frac{N^4}{4} \right)^{1/2} - \frac{N^2}{2} \right]^{1/2};$$

$$M = \frac{\pi c \rho}{\lambda \tau}; \quad N = \frac{vc_0 \rho_0}{2\lambda},$$

$$K_2 = \sqrt[3]{\sqrt[3]{\frac{\left(\frac{vc_0 \rho_0}{2\lambda}\right)^4}{4} + \left(\frac{\pi}{a\tau}\right)^2} + \frac{\left(\frac{vc_0 \rho_0}{2\lambda}\right)^2}{2} - \frac{vc_0 \rho_0}{2\lambda}}. \quad (\text{III.115})$$

По аналогии с (III.85) затухание температурной волны определяется с помощью выражения (III.86), в котором вместо коэффициента  $K_1$  используется коэффициент затухания  $K_2$  (III.115) для условий кондуктивно-конвективной теплопередачи (Фролов, 1968, 1973). Выполненные на ЭВЦМ Мир-2 расчеты затухания суточной (табл. 15) и годовой (табл. 16) температурных волн показывают, что глубины затухания зависят от скорости инфильтрации и от соотношения  $a/\lambda$ .

В последние годы в результате специальных прецизионных наблюдений за режимом температуры в глубоких опорных скважинах экспериментально установлены годовые гармонические колебания температуры до 1400 м, что полностью подтверждает существование выделенных ранее типов гидрогеотермического режима (Фролов, 1962, 1966).

Открытый тип гидрогеотермического режима особенно убедительно иллюстрируется данными наблюдений за режимом температуры пород и подземных вод на предгорных конусах выноса и в карстовых районах\*. Годовые гармонические изменения температуры грунтовых вод на конусах выноса, сложенных мощными толщами гравийно-галечниковых отложений и пересекаемых обычно хорошо развитой сетью рек, ручьев и арыков, на глубине 30—40 м, могут достигать 15°С. Вблизи рек в условиях связи грунтовых вод с речными водами даже суточные температурные амплитуды на глубине 37,5 м достигают 0,2°С (Алма-Ата). В закарстованных известняках годовые изменения до 0,1°С фиксируются до глубины 1300—1400 м (Крым).

\* Глубина карстовых полостей может превышать 1 км (Франция, Узбекская ССР).

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

Коэффициент молекулярной температуропроводности пород, $\text{м}^2/\text{с}$ ( $10^{-4}$ )	Точность измерений температуры, $^\circ\text{C}$	Скорость фильтрации, м/с											
		$5 \cdot 10^{-8}$		$1 \cdot 10^{-7}$		$1 \cdot 10^{-6}$		$5 \cdot 10^{-6}$		$1 \cdot 10^{-5}$		$2 \cdot 10^{-5}$	
		$a = \lambda$	$\lambda = 0,4a$	$a = \lambda$	$\lambda = 0,4a$	$a = \lambda$	$\lambda = 0,4a$	$a = \lambda$	$\lambda = 0,4a$	$a = \lambda$	$\lambda = 0,4a$	$a = \lambda$	$\lambda = 0,4a$
0,001	0,10	0,26	0,27	0,27	0,28	0,35	0,57	1,59	18,7	9,7	148	46	$1,18 \cdot 10^3$
	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
0,010	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	1,01	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

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

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

В уже упоминавшейся статье (Parsons, 1970) содержатся результаты моделирования стационарной задачи тепло- и массопереноса на примере бассейна подземных вод, представленного двумя слоями с различными фильтрационными свойствами. Верхний слой модели был представлен мелкозернистыми песками мощностью 160 м, а нижний — гранитами такой же мощности. Результаты моделирования показали, что небольшое изменение температуры зеркала грунтовых вод от  $4,55^\circ \text{C}$  в области питания до  $6,0^\circ \text{C}$  в области разгрузки приводит к резкому изменению геотемпературного поля в пределах всего водоносного слоя и даже в какой-то степени в подстилающих гранитах. Под влиянием изменения верхнего граничного условия у кровли водоносного горизонта изменилось даже направление теплового потока (излучение сменилось инсоляцией).

Результаты моделирования подтверждают два важнейших факта, установленных ранее экспериментально в природных условиях:

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

— сравнительно небольшие изменения температуры на поверхности земли сказываются на режиме температуры глубоких недр Земли, и глубина эта тем больше, чем выше скорость фильтрации подземных вод (при прочих равных условиях).

**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 геоструктурным 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, снова отчетливо регистрируются колебания температуры в пределах водоносного пласта. Стратисфера почти повсеместно представлена толщей переслаивающихся пачек водоупорных пород (преимущественно глины) и водопроницаемых (главным образом пески и трещиноватые разности карбонатных пород). В этих условиях схема гидрогеотермического режима в разрезе представляет 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».

Специальные экспериментальные данные, на основании которых выделен этот тип гидрогеотермического режима, были вначале получены при гидрогеотермических исследованиях в Молдавской ССР в 1956—1958 гг. во время специальных наблюдений за режимом температуры в скважине г. Сороки, а затем в скв. 55 г. Киева и многих других.

В артезианских бассейнах колебания температуры на поверхности передаются по водоносному пласту из области питания (при наличии постоянных температур в перекрывающихся толщах водоупорных пород) в области транзита и напора. Темпы перемещения (возмущения) массы, обуславливающие изменения уровня воды, вызывают также изменения температуры, так как все эти процессы теснейшим образом взаимосвязаны.

Поскольку артезианские бассейны представляют собой преимущественно этажное чередование водоносных горизонтов и водоупорных толщ пород с наличием связи водоносных горизонтов с поверхностью Земли в областях питания, а также ввиду увеличения интенсивности 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 такого влияния очень трудно ввиду сложности учета геолого-гидрогеологических и теплофизических условий. Приблизительно это можно установить при использовании коэффициентов затухания температурных волн в том случае, если они будут получены эксперимен-

тально. В условиях молекулярного теплообмена коэффициент затухания согласно формуле (III.86) равен

$$K_1 = \frac{\ln \Delta t_1 - \ln \Delta t_2}{x_2 - x_1} = \sqrt{\frac{\pi}{a\tau}}. \quad (\text{III.116})$$

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

$$a^* = \frac{\pi}{\tau K_2^2}. \quad (\text{III.117})$$

Величина коэффициента молекулярно-конвективной температуропроводности при скорости фильтрации менее  $5 \cdot 10^{-8}$  м/с (суточные циклы) практически совпадает с коэффициентом молекулярной температуропроводности. В течение годового цикла он больше коэффициента температуропроводности скелета даже при меньшей скорости фильтрации ( $10^{-8}$  м/с), т. е. коэффициент молекулярно-конвективной температуропроводности увеличивается с ростом длительности процесса фильтрации. Молекулярный и эффективный молекулярно-конвективный коэффициенты температуропроводности можно также определить по длине температурной волны

$$a^* = \frac{\alpha^2}{4\pi\tau} \quad (\text{III.118})$$

или по времени «запаздывания» температурной волны

$$a^* = \frac{x^2\tau}{4\pi\tau_{\text{зап}}^2}. \quad (\text{III.119})$$

Установленный размах возможных колебаний величины эффективного молекулярно-конвективного коэффициента температуропроводности (в водоносном пласте) при скорости фильтрации подземных вод от  $10^{-9}$  до  $10^{-6}$  м/с дает возможность приблизительно оценить глубину влияния поверхностных синусоидальных колебаний температуры по водоносному пласту при помощи формулы (III.86) и коэффициента затухания  $K_2$  по формуле (III.115), как более простой.

Увеличение коэффициента молекулярно-конвективной 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, скажем, на порядок можно путем увеличения длительности температурного цикла или эффективного коэффициента температуропроводности на два порядка.

Однако в связи с неоднородностью водоносных горизонтов такие оценки лишь схематично отражают масштабы влияния поверхностных факторов в идеализированных гидрогеологических условиях. Время, в течение которого артезианский бассейн в целом

подвергается воздействию климата, зависит от: величины эффективного коэффициента молекулярно-конвективной теплопроводности, пористости водовмещающих пород, расстояния между областями питания и разгрузки, мощности перекрывающей водонепроницаемой толщи пород, глубины залегания фундамента, мощности водоносных горизонтов, степени раскрытости бассейна (выход водоносных пластов на поверхность в области питания и разгрузки, наличие «гидрогеологических окон», переливов между водоносными горизонтами и т. д.).

Более подробно этот тип гидрогеотермического режима рассмотрен нами ранее (Фролов, 1966, 1968, 1976).

### *Общая схема гидрогеотермической зональности по условиям режима*

Гидрогеотермическая зональность проявляется в том или ином пространственном распределении абсолютных значений температуры или режима температуры подземных вод и вмещающих пород, подчиняющемся 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. Кроме того, гидрогеотермическая зональность может отражать закономерности распределения температуры на какой-то момент времени (мгновенное) и за какой-то период (режим температуры).

В целом 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, пользующейся, к сожалению, широким распространением 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 несостоятельности, остается принять, что мощность гелиотермозоны превышает мощность слоя годовых молекулярных теплооборотов, а отожде-

ствление этих двух понятий приводит лишь к образованию ненужного синонима. Гелиотермозона должна включать не слой годовых теплооборотов, а все слои переменных температур, существование которых обусловлено гаммой основных климатических циклов, самый длинный из них равен галактическому году, т. е. примерно 200 млн. лет. Поэтому гелиотермозонной называется верхняя оболочка Земли, где температурный режим пород и насыщающих их подземных вод находится под влиянием солнца и космоса в любой степени и форме (Фролов, 1962—1976). 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. Принимая во внимание сложность и общую слабую изученность проблемы, в настоящее время рассмотрение гелиотермозоны гидрогеологами целесообразно ограничить лишь верхней ее частью, мощностью которой определяется влиянием вековых климатических циклов, совпадающей 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 приращения температуры на уровне «нейтрального слоя».

Таким образом, собственно геотермозона (верхняя граница которой проводится нами гипотетически ниже подошвы земной коры) полностью выпадает из сферы внимания гидрогеологов и является предметом изучения геофизиков.

Многолетние и многовековые изменения климата определяют не только закономерности изменения температуры во времени на различных этажах стратисферы и разделяющих выступов кристаллических пород, но также горизонтальную (пластовую) температурную зональность пород и насыщающих их подземных вод. В связи с этим влияние глобальной климатической зональности распространяется на всю глубину проникновения инфильтрационных вод, т. е. практически на всю мощность стратисферы, а также разделяющие выступы фундамента. Особенно четко влияние климатической зональности видно на температуре грунтовых вод в плане. Температура верхнего слоя пород колеблется на земном шаре в зависимости от широты (и высоты) примерно от  $-65^{\circ}\text{C}$  (Антарктида) до  $+35^{\circ}\text{C}$  (экватор). О температуре грунтовых вод и пород в слое годовых молекулярных теплооборотов можно получить представление из карты геоизотерм «нейтрального слоя» составленной для всей территории СССР в масштабе 1 : 7 500 000 (см. рис. 2), а для отдельных районов и в более крупном масштабе. Составленная на основании фактических данных с помощью специальной методики схема геоизотерм для территории 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. 3).

Схема геоизотерм 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. 4). Необходимо напомнить, что схемы геоизотерм, построенные по фактическим данным для столь крупных территорий, неизбежно отражают как процессы молекулярного теплообмена, так и конвекции. На схемах геоизотерм, составленных для глубин 500 и 1000 м путем простой интерполяции влияние климатической зональности хотя и заметно, но конфигурация геоизотерм сложнее, чем на глубинах 125—250 м. Геоизотермы 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 менее — на глубине 1000 м.

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 Днепровско-Донецкого артезианских бассейнов и в гидрогеологической провинции Украинского щита. В пределах артезианских бассейнов наблюдается увеличение температуры, т. е. положительные аномалии, а на щитах — отрицательные. 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. Например, в районе Кривого Рога такая зональность в силу литологических особенностей нарушается уже с глубины около 160 м. Тем не менее, если сравнивать, например, Украинский и Балтийский щиты, то хотя по возрасту и литологическому составу они в общем одинаковы, но температура их на сравнимых глубинах различна, так как расположены они в различных климатических зонах. Например, на глубине 250 м Украинский щит «теплее» Балтийского на  $9^{\circ}\text{C}$ .

Из приведенных схем геоизотерм видно, что 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 (Фролов, 1968). Глубина залегания термальных вод четко возрастает с юга на север.

Было показано (Фролов, 1962, 1966), что зависимость температуры пород от климатической зональности в региональном плане четко видна на сводных графиках термограмм по скважинам, расположенным в меридиональном направлении. Термограммы по южным скважинам занимают правую часть графика (высокие температуры), а термограммы по северным скважинам располо-

Общая схема гидрогеотермической зональности по условиям режима температуры пород и подземных вод (Фролов, 1962—1973)

Слой переменных температур	Период колебаний	Мощность слоев переменных температур (глубина залегания подошвы слоев) *						Комбинированный
		Закрытый тип		Открытый тип				
		$\Delta t_x = 0,10$	$\Delta t_x = 0,01$	$\Delta t_x = 0,10$	$\Delta t_x = 0,01$	$\Delta t_x = 0,10$	$\Delta t_x = 0,01$	
Суточных, сутки	1	0,7	0,9	Метры $v = 2 \cdot 10^{-5}$		$v = 5 \cdot 10^{-5}$ м/с		Местный базис эрозии. Зона весьма активного водообмена
				14,5	21,7	282	424	
141 Годовых, годы	1	13,6	18,7	$v = 5 \cdot 10^{-7}$		$v = 1 \cdot 10^{-6}$		Региональный базис эрозии. Зона активного водообмена
				56,5	79,3	302	465	
Многолетних	11 35 80	28 50 77	45 80 123	$v = 5 \cdot 10^{-8}$		$v = 1 \cdot 10^{-7}$		Планетарный базис эрозии. Зона замедленного водообмена
				43	69	72	116	
				111	178	334	536	
				280	448	1360	2180	
Многовековых	$2 \cdot 10^4$ $4 \cdot 10^4$	1,5 2,1	2,2 3,1	К и л о м е т р ы $v = 1 \cdot 10^{-10}$		$v = 5 \cdot 10^{-10}$		Ниже планетарного базиса эрозии. Зона весьма замедленного водообмена
				1,5	2,2	1,7	2,6	
				2,1	3,1	2,6	3,9	

\* Мощность слоев переменных температур вычислена при  $a = 5 \cdot 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с;  $2\Delta t = 30^\circ$  С для суточных периодов,  $50^\circ$  С для годовых,  $5^\circ$  С для многолетних и  $10^\circ$  С для многовековых периодов.

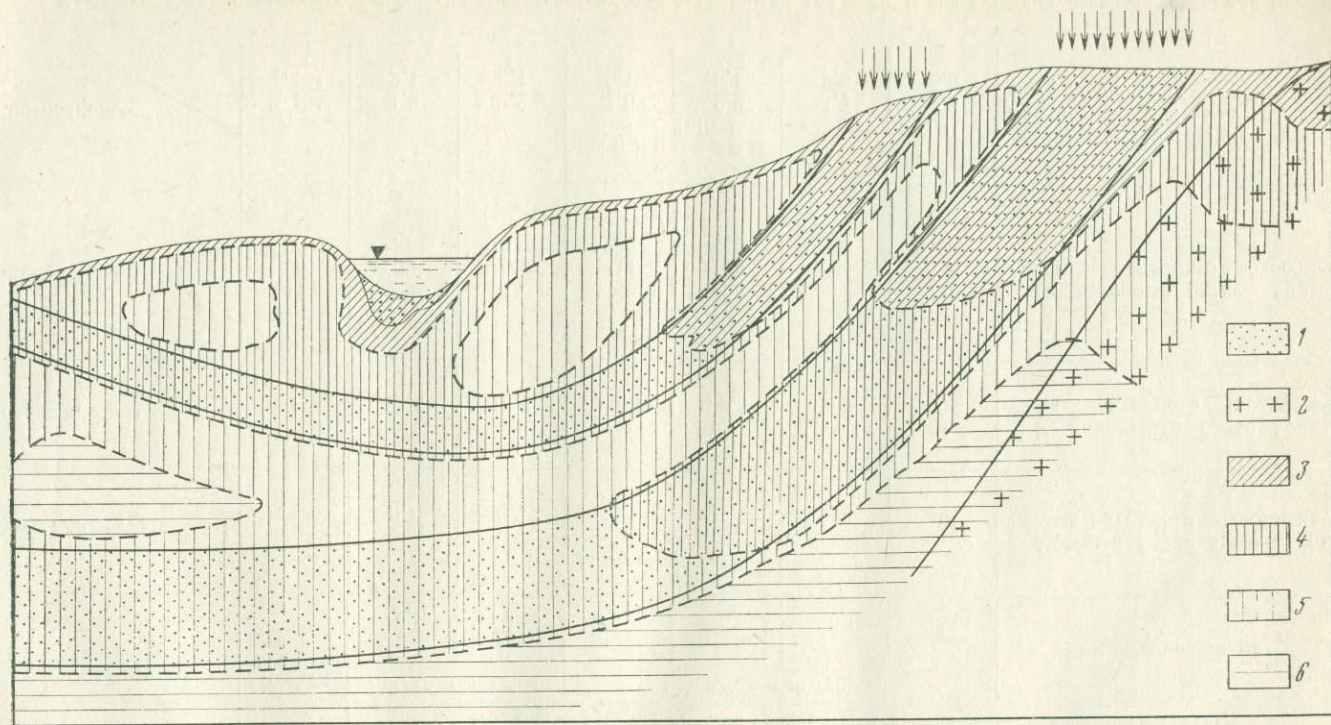


Рис. 31. Схема гидрогеотермической зональности по условиям режима (Фролов, 1962—1976).

1 — водоносные горизонты; 2 — кристаллический субстрат (ложе артезианского бассейна); 3 — слой суточных переменных температур; 4 — то же, годовых; 5 — то же, многолетних; 6 — то же, вековых

жены в левой части графика (низкие температуры). Аналогичный вид имеют графики с термограммами по скважинам горных районов. Однако здесь правую часть графика занимают уже термограммы по скважинам с минимальными высотами над уровнем моря и наоборот. В обоих случаях на температурную зональность глубин оказывает влияние климатическая зональность широтная и высотная.

Из графиков видно, что термограммы, располагаясь в широтном порядке, сохраняют в общем параллельность до глубин более 1—3 км. На таких глубинах роль геологических и гидрогеологических факторов резко возрастает. Тем не менее графики, составленные для скважин, пробуренных в областях тектонически спокойных, показывает четкую зависимость регионального геотемпературного поля от климатической зональности и на глубинах более 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 термокрия (меньше геотермический градиент), и наоборот.

Все это подтверждает сделанные 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.

Обобщая приведенные данные, приходим к выводу, что общая схема гидрогеотермической зональности должна учитывать закономерности температурного режима стратисферы, формирующиеся под влиянием как кондуктивного теплообмена, так и конвективного. В приводимой сводной схеме (табл. 17) 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. 31). 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.

Сезонные температурные изменения отмечаются выше местного базиса эрозии, мощность слоя многолетних переменных температур удовлетворительно увязывается с региональным базисом эрозии, а слой вековых температурных изменений — с зоной весьма замедленного водообмена, залегающей выше планетарного базиса эрозии.

## ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

### 1. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ И ЗАДАЧИ ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геотермические методы, используемые для решения гидрогеологических задач, 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 (идеальное или региональное) геотемпературное поле, сформировавшиеся под влиянием молекулярного теплообмена, и изучая характер термических аномалий на его фоне, можно решать различные гидрогеологические вопросы, в т. ч. и не поддающихся решению другими методами.

Гидрогеотермические задачи можно решать путем разовых измерений температуры подземных вод и вмещающих их горных пород 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, методика которых разрабатывалась во ВСЕГИНГЕО (Фролов, 1973). Такие исследования проводятся на гидрогеологических станциях Министерства Геологии СССР, где изучение температурного режима подземных вод является одной из основных и постоянных задач наряду с изучением уровня и гидрогеохимического 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

на различных этапах изучения режима подземных вод. Основными многолетними задачами изучения режима температуры подземных вод являются те, которые служат выполнению всего разнообразия научных и практических задач в области гидрогеологии, объединяемых в трех основных проблемах (Руководство по изучению режима и баланса подземных вод в речных бассейнах МГД, 1968):

— 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 (мелиорация земель, водоснабжение, эксплуатация месторождений полезных ископаемых и т. д.).

При решении подавляющего большинства гидрогеологических вопросов до настоящего времени главными являются гидрогеодинамические методы. Однако гидрогеологи приходят к выводу, что без комплексного учета гидрогеодинамических, гидрогеохимических и гидрогеотермических факторов в настоящее время уже нельзя обоснованно решать задачи формирования подземных вод. Данные о режиме температуры подземных вод могут помочь, например, в решении следующих задач:

— 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 т. ч. 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.

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 воднофизических 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 прогнозов.

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. Так, например, оценка теплового баланса верхних частей земной коры не может быть решена правильно без изучения режима температуры пород и подземных вод этих верхних слоев. Предложенный метод реконструкции палеоклимата по данным измерений температуры (Hotchiss, Ingersoll, 1934; Birch, 1948; Тихонов, 1964) в свете новых данных о режиме температуры верхних слоев Земли применим только в районах, характеризующихся закрытым типом гидрогеотермического режима. В других условиях метод непригоден (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. Следует также отметить, что в последние годы обострилась проблема охраны окружающей среды в связи с тепловым «загрязнением» поверхностных и подземных вод в районах крупных городов и промышленных предприятий.

Принимая во внимание изложенное, при гидрогеотермических исследованиях должен учитываться весь комплекс задач, решаемых 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 различных типов подземных вод и вмещающих пород;

— 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 серий карт и разрезов для тер-

ритории 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 водонесного 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 реперных 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 из перечисленных выше вопросов 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 простыми и весьма экономичными. Другие же методы (например, оценка скорости перетекания через водоупоры) требуют дальнейших исследований и пока могут быть использованы только в комплексе.

В заключение необходимо отметить важность учета эффекта температурной поправки при любых гидрогеологических исследованиях. Как известно, в связи с уменьшением вязкости воды при увеличении температуры, скорость фильтрации в этом направлении растет и наоборот. При сопоставлении результатов, получаемых различными методами, итоговые цифры должны приводиться к одной температуре с помощью формулы

$$k_{\text{иск}} = \frac{k_{\text{факт}} \cdot \text{ТП}_{\text{иск}}}{\text{ТП}_{\text{факт}}}, \quad (\text{IV.1})$$

где ТП — температурная поправка,

$$\text{ТП} = 1 + 0,0337t + 0,000221t^2; \quad (\text{IV.2})$$

$k_{\text{иск}}$ ,  $k_{\text{факт}}$  — коэффициенты фильтрации при искомой и фактической температурах;

$t$  — температура, °С.

Для определения температурных поправок вместо формулы (IV.2) можно пользоваться специальным графиком (рис. 32). 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 гидрогеотермических методов исследований необходимо приводить все гидрогеодинамические параметры к единой температуре (например, 18°С) или указывать температуру,

при которой они определялись. Влияние температуры на вязкость, а следовательно и на скорость фильтрации, наблюдается повсеместно. Это приходится иметь в виду, например, при наливах в шурфы, так как нестабильность расхода во времени (стабильность его служит основанием для прекращения налива) может обуславливаться 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 соответственно до 13% и 5% (Фролов, 1975, 1976).

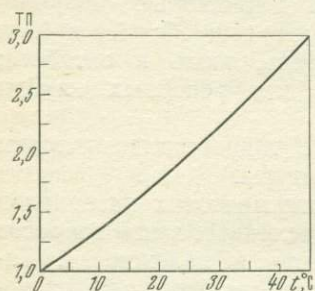


Рис. 32. График температурных поправок ТП

Надо добавить, что когда исследования проводятся с разрывом во времени, измеряемом месяцами, разница в значениях гидрогеодинамических параметров за счет ТП значительно больше и может достигать 50—100%.

Особое влияние температуры на скорость фильтрации подземных вод отмечается на участках инфильтрационных водозаборов. Так, по данным изучения режима дальневосточных водозаборов установлено, что при изменении температуры речной воды в течение года примерно на 20° С расход инфильтрационных водозаборов зимой составил лишь 55—65% летнего расхода (Земляной, Ярушкин, 1971 г.). Это приобретает уже огромное практическое значение. Пренебрежение температурной поправкой может приводить к большим расхождениям в значениях получаемых данных, чем плановая неоднородность пород (табл. 18).

Т а б л и ц а 18

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)	
	при $t = 18^\circ \text{C}$			при $t = 7^\circ \text{C}$ («нейтральный слой»)			за счет плановой неоднородности	за счет разницы в температурах ( $11^\circ \text{C}$ )
	на площадках							
	3	7	9	3	7	9		
0,75—1,35	4,8	4,1	—	4,0	3,4	—	0,7	0,7—0,8
1,2—2,0	4,3	—	4,8	3,6	—	4,0	0,5	0,7—0,8

В этом аспекте заслуживает специального изучения вопрос о влиянии 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 сказывается 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, к повышению уровня грунтовых вод, а в других (с тем же циклом солнечной активности) — к уменьшению количества осадков и, следовательно, к понижению уровня грунтовых вод. Поэтому при долгосрочных прогнозах важно иметь прогноз циркуляции атмосферы и знать условия осадкообразования, связанные с тем или иным типом циркуляции атмосферы. Но нельзя не учитывать еще один важный фактор. Даже при синхронном изменении количества атмосферных осадков в пределах крупных регионов соотношение между поверхностным стоком и инфильтрационной составляющей зависит при прочих равных условиях от температуры пород зоны аэрации. При увеличении температуры скорость фильтрации растет, и наоборот. В то же время при одновременном повышении температуры пород зоны аэрации на большой территории приток инфильтрационных вод произойдет быстрее там, где зона аэрации сложена хорошо проницаемыми породами, а мощность ее минимальна. При глубоком залегании грунтовых вод произойдет 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.

## 2. ИЗУЧЕНИЕ УСЛОВИЙ ПИТАНИЯ И РАЗГРУЗКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД С ПОМОЩЬЮ ИНФРАКРАСНОЙ АЭРОКОСМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ И НАЗЕМНЫХ ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

### *Поверхностные очаги питания и разгрузки подземных вод*

В отличие от наземных гидрогеотермических методов, использование результатов измерений температуры с летательных и космических аппаратов для изучения гидрологических, геоморфологических, гидрогеологических и геологических вопросов начато совсем недавно. Тем не менее, уже получены данные, которые свидетельствуют об огромных перспективах, открывающихся в этой области. При помощи инфракрасных радиометров, установ-

ливаемых на летательных аппаратах, уже 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).

При изучении рельефа поверхности Земли по данным измерений температуры со спутников учитываются известные закономерности изменения температуры с высотой и широтой, а также влияние теплофизических свойств и влажности подстилающей поверхности на температуру воздуха. Так, по данным термометрии спутников температура впадины Гранд-Каньон оказалась примерно на  $15^{\circ}\text{C}$  выше, чем температура ее бортов, находящихся на 1800 м выше впадины, т. е. с градиентом  $0,83^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ , что лишь немногим выше гипсогеотермического градиента ( $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ), определявшегося для Европейской части СССР по данным наземных исследований (Фролов, 1962).

Интересными являются сообщения о возможности проведения литолого-стратиграфического районирования по данным спутниковой термометрии. Нордберг сообщил, что в Аргентине была выделена на радиационных картах кольцевая полоса шириной около 5 км и диаметром 40—50 км с аномально высокой температурой ( $280^{\circ}\text{K}$  при температуре фона  $274^{\circ}\text{K}$  в ночное время). Проверка в поле выявила совпадение контура аномалии с границей между плотными кристаллическими породами докембрия в центре и аллювиальными песками окружающей пустыни (абсолютная отметка 800 м). Центральная часть аномалии с пониженными значениями температур совпадает с горой Пие-де-Пало (абсолютная отметка 3000 м). Таким образом, здесь произошло наложение геологического фактора на геоморфологический.

Однако для гидрогеолога наибольший интерес представляет возможность оконтуривания областей скопления подземных вод и оценка интенсивности их питания и разгрузки по данным тепловой съемки. Благодаря большой теплоемкости водонасыщенных грунтов и конвективному переносу тепла при нисходящей или восходящей фильтрации воды, области разгрузки и питания подземных вод выделяются на температурных картах поверхности Земли в виде аномалий, величина и знак которых зависят от времени года и суток съемки, а также от метеорологических условий в период ее проведения.

Представляет интерес получение аналитических зависимостей, позволяющих количественно оценить влияние различных факторов (теплофизических, гидродинамических и метеорологических) на формирование температурного режима поверхности участков питания и разгрузки подземных вод (Лялько, Митник, Вульфсон, 1975 г.).

Как известно, температура поверхности Земли определяется ее энергетическим балансом, который можно записать в следующем виде (Куртнер, Чудновский, 1968):

$$(1 - r) q_{рк}(r) = q_{рд}(r) + q_k(r) + q_n(\tau) + q_p(\tau), \quad (IV.3)$$

В формуле (IV.3) обозначения следующие.

$q_{рк}$  — поток суммарной коротковолновой радиации

$$q_{рк} = (q_{рп} + q_{рр}) [1 - (1 - \bar{c}) \mu], \quad (IV.4)$$

где  $q_{рп}$  — радиация прямая;

$q_{рр}$  — радиация рассеянная атмосферой;

$\bar{\mu}$  — облачность в долях от полной;

$\bar{c}$  — константа, зависящая от высоты Солнца и характеристики облачности.

$q_{рд}$  — эффективное длинноволновое излучение земли

$$q_{рд} = A_1 t_n - A_2, \quad (IV.5)$$

где  $A_1$  и  $A_2$  — коэффициенты, зависящие от упругости водяного пара в атмосфере, от облачности, температуры воздуха  $t_b$  и температуры поверхности Земли  $t_n$ :

$$A_1 = \sigma_n n (1 - \bar{c} \mu), \quad (IV.6)$$

где  $\sigma_n = \varepsilon \sigma_0$ ,  $\varepsilon$  — относительный коэффициент излучения;  
 $\sigma_0$  — постоянная Больцмана.

$$A_2 = \sigma_n (1 - \bar{c} \mu) \{ [1 - (b_1 - b_2 \sqrt{E})] t_n + l (b_1 + b_2 \sqrt{E}) \}, \quad (IV.7)$$

$$n = \frac{t_1^4 - t_2^4}{t_1 - t_2}; \quad l = \frac{1}{2} (0,48 n^{4/3} + n t_2 - t_2^4),$$

где  $t_1$  и  $t_2$  — границы интервала изменения температур  $t_n$  и  $t_b$ ;  
 $E$  — упругость водяного пара.

$q_k$  — конвективный поток тепла в воздух

$$q_k = \alpha (t_n - t_b), \quad (IV.8)$$

где  $\alpha$  — коэффициент теплоотдачи от поверхности Земли в воздух, зависящий в основном от скорости ветра над поверхностью Земли;

$t_b$  — температура воздуха.

$q_n$  — поток тепла, расходуемый на испарение. Для случая предельно увлажненной почвы

$$q_n = B_1 t_n - B_2; \quad (IV.9)$$

$$B_1 = L \eta_n (b_1 v_b + b_2) a_1, \quad (IV.10)$$

$$B_2 = L \eta_n (b_1 v_b + b_2) (a_2 + E), \quad (IV.11)$$

где  $v_b$  и  $E$  — скорость ветра и упругость пара в приповерхностных слоях воздуха соответственно;

$a_1, a_2, b_1, b_2, L$  — константы;

$\eta_{\text{п}}$  — коэффициент, учитывающий некоторое отличие величины испарения с предельно увлажненной поверхностью грунта по отношению к открытой поверхности ( $\eta_{\text{п}} = 0,35 - 0,45$ ).

$q_{\text{п}}$  — поток тепла в грунт

$$q_{\text{п}} = -\lambda \frac{\partial t(z, \tau)}{\partial z} \Big|_{z=0} + Vc_0\rho_0 t_{\text{п}}, \quad (\text{IV.12})$$

где  $t(z, \tau)$  — функция распределения температуры в грунте;

$V$  — скорость фильтрации;

$c_0\rho_0$  — объемная теплоемкость воды;

$\lambda$  — коэффициент теплопроводности грунта.

При гармонически изменяющейся температуре земной поверхности, постоянной скорости вертикальной фильтрации и условии независимости теплотехнических свойств грунта от температуры, функция  $t(z, \tau)$  может быть представлена в виде (Огильви, 1959; Карслоу и Егер, 1964; Столман, 1965):

$$t(z, \tau) = t_z + \sum_{i=1}^2 \Delta t_i e^{-z\delta_i} \cos(\omega_i \tau - z\eta_i + \varphi_i), \quad (\text{IV.13})$$

где

$$\delta_i = -\frac{Vc_0\rho_0}{2\lambda} + \sqrt{\frac{1}{2} \left( \sqrt{\frac{V^4 c_0^4 \rho_0^4}{16\lambda^4} + \frac{\omega_i^2}{a^2}} + \frac{V^2 c_0^2 \rho_0^2}{4\lambda^2} \right)},$$

$$\eta_i = \sqrt{\frac{1}{2} \left( \sqrt{\frac{V^4 c_0^4 \rho_0^4}{16\lambda^4} + \frac{\omega_i^2}{a^2}} - \frac{V^2 c_0^2 \rho_0^2}{4\lambda^2} \right)},$$

$\omega_i = \frac{2\pi}{\tau_i}$  — угловая частота колебаний температуры;

$a = \frac{\lambda}{c\rho}$  — температуропроводность грунта;

$c\rho$  — объемная теплоемкость грунта;

$\Delta t_i$  — амплитуда колебаний температуры на поверхности Земли;

$\varphi_i$  — фаза колебаний;

$t_z$  — среднегодовая температура грунта на глубине  $z$ ;

$i = 1, 2$  — суточные и годовые колебания температуры соответственно.

В соответствии с выражениями (IV.12) и (IV.13) поток тепла в грунт можно представить в виде

$$q_{\text{п}} = -\lambda \frac{\partial t_z}{\partial z} \Big|_{z=0} + Vc_0\rho_0 t_{\text{п}} + \sum_{i=1}^2 \Delta t_i \lambda \sqrt{\delta_i^2 + \eta_i^2} \cos\left(\omega_i \tau + \varphi_i + \arctg \frac{\eta_i}{\delta_i}\right), \quad (\text{IV.14})$$

учитывая, что

$$t_{\text{п}} = t(z, \tau) \Big|_{z=0} = t_0 + \sum_{i=1}^2 \Delta t_i \cos(\omega_i \tau + \varphi_i), \quad (\text{IV.15})$$

получим

$$q_{\text{п}} = -\lambda \frac{\partial t_z}{\partial z} \Big|_{z=0} + V c_0 \rho_0 t_0 + \sum_{i=1}^2 \Delta t_i \sqrt{(\lambda \delta_i + V c_0 \rho_0)^2 + \eta_i^2 \lambda^2} \cos\left(\omega_i \tau + \varphi_i + \arctg \frac{\lambda \eta_i}{\lambda \delta_i + V c_0 \rho_0}\right). \quad (\text{IV.16})$$

Температурный режим участка питания (разгрузки) подземных вод удобно анализировать сравнивая его с режимом эталонного участка с известной скоростью вертикальной фильтрации и теплофизическими характеристиками грунта. Предположим, что вследствие близкого расположения участков, величины падающей коротковолновой радиации для них одинаковы

$$q'_{\text{кр}} = q''_{\text{кр}}*. \quad (\text{IV.17})$$

Исходя из последнего равенства для падающей коротковолновой радиации, уравнения энергетического баланса (IV.3), выражений (IV.3—IV.7; IV.12) для его составляющих и выражения (IV.15) для температуры поверхности  $t_{\text{п}}$ , получим

$$\begin{aligned} & (1-r')^{-1} [A_1 t'_0 + A'_2 + \sum_{i=1}^2 A'_1 \Delta t'_i \cos(\omega_i \tau + \varphi'_i) + \\ & + \alpha' t'_0 - \alpha' t'_b + \sum_{i=1}^2 \alpha' \Delta t'_i \cos(\omega_i \tau + \varphi'_i) + \\ & + B'_1 t'_0 + B'_2 + \sum_{i=1}^2 B'_1 \Delta t'_i \cos(\omega_i \tau + \varphi'_i) - \\ & - \lambda' \frac{\partial t'_z}{\partial z} \Big|_{z=0} + V' c_0 \rho_0 t'_0 + \\ & + \sum_{i=1}^2 \Delta t'_i \sqrt{(\lambda' \delta'_i + V' c_0 \rho_0)^2 + \eta_i'^2 + \lambda'^2} \times \\ & \times \cos(\omega_i \tau + \varphi'_i + \arctg \frac{\lambda' \cdot \eta_i'}{\lambda' \delta'_i + V' c_0 \rho_0})] = \\ & = (1-r'')^{-1} [A''_1 t''_0 + A''_2 + \sum_{i=1}^2 A_1 \Delta t''_i \cos(\omega_i \tau + \varphi''_i) + \\ & + \alpha'' t''_0 - \alpha'' t''_b + \sum_{i=1}^2 \alpha'' \Delta t''_i \cos(\omega_i \tau + \varphi''_i) + \end{aligned}$$

\* Здесь и далее все параметры, соответствующие исследуемому участку, будем обозначать индексом ', а опорному — ''.

$$\begin{aligned}
& + B_1'' t_0'' + B_2'' + \sum_{i=1}^2 B_1' \Delta t_i'' \cos(\omega_i \tau + \varphi_i'') - \\
& \quad - \lambda'' \left. \frac{\partial t_z''}{\partial z} \right|_{z=0} + V'' c_0 \rho_0 t_0'' + \\
& \quad + \sum_{i=1}^2 \Delta t_i'' \sqrt{(\lambda'' \delta_i'' + V'' c_0 \rho_0)^2 + \eta_i''^2 \lambda''^2} \times \\
& \quad \times \cos \left( \omega_i \tau + \varphi_i'' + \operatorname{arctg} \frac{\lambda'' \eta_i''}{\lambda'' \delta_i'' + V'' c_0 \rho_0} \right). \quad (IV.18)
\end{aligned}$$

Дальнейший анализ полученного выражения может быть упрощен при допущении независимости от времени величин  $A_1$ ,  $A_2$ ,  $\alpha$ ,  $B_1$ ,  $B_2$ ,  $t_B$ . Такое предположение сводится по существу к требованию независимости метеорологических факторов — см. выражения (IV.6), (IV.7), (IV.10), (IV.11) — от времени. Причем постоянство упругости пара и температуры воздуха в приповерхностных слоях атмосферы основано на предположении о быстром затухании амплитуд колебаний этих величин с высотой при конвективном тепло- и влагопереносе в приповерхностных слоях атмосферы («Физика среды обитания растений», 1968). Такой подход можно рассматривать как первое приближение при оценке гармонических составляющих энергетического баланса. Поскольку равенство (IV.18) должно выполняться для любого момента времени, оно эквивалентным образом может быть представлено в виде равенства постоянных членов энергетического баланса и двух равенств для гармонических членов с периодами, равными суткам и году соответственно. Последнее можно записать в виде

$$\begin{aligned}
& (1 - r')^{-1} [(A_1' + \alpha' + B_1') \Delta t_i' \cos(\omega_i \tau + \varphi_i') + \\
& \quad + \Delta t_i' \sqrt{(\lambda' \delta_i' + V' c_0 \rho_0)^2 + \eta_i'^2 \lambda'^2} \cos(\omega_i \tau + \\
& \quad + \varphi_i' + \operatorname{arctg} \frac{\lambda' \eta_i'}{\lambda' \delta_i' + V' c_0 \rho_0})] = \\
& = (1 - r'')^{-1} [(A_1'' + \alpha'' + B_1'') \Delta t_i'' \cos(\omega_i \tau + \varphi_i'') + \\
& \quad + \Delta t_i'' \sqrt{(\lambda'' \delta_i'' + V'' c_0 \rho_0)^2 + \eta_i''^2 \lambda''^2} \cos(\omega_i \tau + \varphi_i'' + \\
& \quad + \operatorname{arctg} \frac{\lambda'' \eta_i''}{\lambda'' \delta_i'' + V'' c_0 \rho_0})]. \quad (IV.19)
\end{aligned}$$

После преобразований получим

$$\begin{aligned}
& (1 - r)^{-1} \Delta t_i' \sqrt{(A_1' + \alpha' + B_1')^2 + (\lambda' \delta_i' + V' c_0 \rho_0)^2 + \eta_i'^2 \lambda'^2} + \\
& \quad \leftarrow \dots \dots \dots \rightarrow \\
& \quad + 2(A_1' + \alpha' + B_1') \sqrt{(\lambda' \delta_i'' + V' c_0 \rho_0)^2 + \eta_i'^2 \lambda'^2} \times
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& \left. \begin{aligned}
& \times \cos \operatorname{arctg} \frac{\lambda' \eta'_i}{\lambda' \delta'_i + V' c_0 \rho_0} \cos \left( \omega_i \tau + \varphi'_i + \right. \\
& \left. + \operatorname{arctg} \frac{\sqrt{(\lambda' \delta'_i + V' c_0 \rho_0)^2 + \eta_i'^2 \lambda'^2} \sin \operatorname{arctg} \frac{\lambda' \eta'_i}{\lambda' \delta'_i + V' c_0 \rho_0}}{(A'_1 + \alpha' + B'_1) +} \right) = \\
& \left. + \frac{\sqrt{(\lambda' \delta'_i + V' c_0 \rho_0)^2 + \eta_i'^2 \lambda'^2} \cos \operatorname{arctg} \frac{\lambda'_i \eta'_i}{\lambda' \delta'_i + V' c_0 \rho_0}}{\right)} \\
& = (1 - r'')^{-1} \Delta t''_i \sqrt{(A''_1 + \alpha'' + B''_1)^2 + (\lambda'' \delta''_i + V'' c_0 \rho_0)^2} + \dots \rightarrow \\
& \left. \begin{aligned}
& + \eta_i''^2 \lambda''^2 + 2(A''_1 + \alpha'' + B''_1) \sqrt{(\lambda'' \delta''_i + V'' c_0 \rho_0)^2 + \eta_i''^2 \lambda''^2} \times \\
& \times \cos \operatorname{arctg} \frac{\lambda'' \eta''_i}{\lambda'' \delta''_i + V'' c_0 \rho_0} \cos \left( \omega_i \tau + \varphi''_i + \right. \\
& \left. + \operatorname{arctg} \frac{\sqrt{(\lambda'' \delta''_i + V'' c_0 \rho_0)^2 + \eta_i''^2 \lambda''^2} \sin \operatorname{arctg} \frac{\lambda'' \eta''_i}{\lambda'' \delta''_i + V'' c_0 \rho_0}}{(A''_1 + \alpha + B''_1) +} \right) . \\
& \left. + \frac{\sqrt{(\lambda'' \delta''_i + V'' c_0 \rho_0)^2 + \eta_i''^2 \lambda''^2} \cos \operatorname{arctg} \frac{\lambda'' \eta''_i}{\lambda'' \delta''_i + V'' c_0 \rho_0}}{\right)}
\end{aligned} \right) .
\end{aligned} \tag{IV.20}$$

Из полученного равенства двух гармонических функций следует равенство значений их амплитуд и аргументов, откуда получаем выражения для отношения амплитуд и разности фаз колебаний температуры на сравниваемых участках:

$$\begin{aligned}
\frac{\Delta t'_i}{\Delta t''_i} &= \frac{(1 - r') \sqrt{(A''_1 + \alpha'' + B''_1)^2 + (\lambda'' \delta''_i + V'' c_0 \rho_0)^2 + \eta_i''^2 \lambda''^2} + \dots \rightarrow}{(1 - r'') \sqrt{(A'_1 + \alpha' + B'_1)^2 + (\lambda' \delta'_i + V' c_0 \rho_0)^2 + \eta_i'^2 \lambda'^2} + \dots \rightarrow} \\
& \left. \frac{+ 2(A''_1 + \alpha'' + B''_1) \sqrt{(\lambda'' \delta''_i + V'' c_0 \rho_0)^2 + \eta_i''^2 \lambda''^2} \cos \operatorname{arctg} \frac{\lambda'' \eta''_i}{\lambda'' \delta''_i + V'' c_0 \rho_0}}{+ 2(A'_1 + \alpha' + B'_1) \sqrt{(\lambda' \delta'_i + V' c_0 \rho_0)^2 + \eta_i'^2 \lambda'^2} \cos \operatorname{arctg} \frac{\lambda' \eta'_i}{\lambda' \delta'_i + V' c_0 \rho_0}} \right) \\
& \tag{IV.21}
\end{aligned}$$

или

$$\frac{\Delta t'_i}{\Delta t''_i} = K_i (A_1, \alpha, B_1, \lambda, c\rho, V). \tag{IV.22}$$

$$\Delta \varphi_i = \varphi'_i - \varphi''_i =$$

$$\begin{aligned}
&= \operatorname{arctg} \frac{\sqrt{(\lambda''\delta_i'' + V''c_0\rho_0)^2 + \eta_i''^2\lambda''^2} \sin \operatorname{arctg} \frac{\lambda''\eta_i''}{\lambda''\delta_i'' + V''c_0\rho_0}}{(A_1'' + \alpha'' + B_1'') +} \\
&\quad + \sqrt{(\lambda''\delta_i'' + V''c_0\rho_0)^2 + \eta_i''^2\lambda''^2} \cos \operatorname{arctg} \frac{\lambda''\eta_i''}{\lambda''\delta_i'' + V''c_0\rho_0} \\
&- \operatorname{arctg} \frac{\sqrt{(\lambda'\delta_i' + V'c_0\rho_0)^2 + \eta_i'^2\lambda'^2} \sin \operatorname{arctg} \frac{\lambda'\eta_i'}{\lambda'\delta_i' + V'c_0\rho_0}}{(A_1' + \alpha' + B_1') +} \\
&\quad + \sqrt{(\lambda'\delta_i' + V'c_0\rho_0)^2 + \eta_i'^2\lambda'^2} \cos \operatorname{arctg} \frac{\lambda'\eta_i'}{\lambda'\delta_i' + V'c_0\rho_0} .
\end{aligned} \tag{IV.23}$$

или

$$\Delta\varphi_i = F(A_1, \alpha, B_1, \lambda, c_0\rho_0, V). \tag{IV.24}$$

Как уже указывалось выше, при выводе зависимостей (IV.21) (IV.23) предполагалось, что температура воздуха  $t_a$  и упругость паров воды в воздухе являются величинами постоянными. Такой подход может быть оправдан лишь при очень слабом ветре или в период штиля, когда передача тепла осуществляется за счет естественной конвекции. При наличии ветра перенос над поверхностью Земли осуществляется путем турбулентной диффузии. В этом случае необходимо учитывать изменение температуры и влажности воздуха со временем. Поток тепла в воздух, обусловленный турбулентной диффузией, в первом приближении описывается уравнением турбулентного обмена («Физика среды обитания растений», 1968):

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_T \frac{\partial t}{\partial z} \right), \tag{IV.25}$$

где  $K_T = \frac{b_n}{C_a} (z + z_0)$  — коэффициент турбулентного обмена;

$b_n$  — постоянная, зависящая от скорости ветра;

$z_0$  — постоянная, определяющаяся шероховатостью поверхности;

$C_a$  — объемная теплоемкость воздуха.

При условии что температура воздуха изменяется гармонически около среднего значения и амплитуда колебаний воздуха на бесконечном удалении от поверхности Земли равна нулю, гармоническая составляющая потока тепла в воздух имеет вид:

$$\begin{aligned}
q_k \cos(\omega_i \tau + \varphi_{ki}) = & -\Delta t_i \frac{b_n}{2 \ln \frac{1}{2} \gamma r_0} \cos \left[ \omega_i \tau + \right. \\
& \left. + \varphi_i + \frac{\pi}{2} + \operatorname{arctg} \left( \frac{4}{\pi} \ln \frac{1}{2} \gamma r_0 \right) \right],
\end{aligned} \tag{IV.26}$$

где

$$r_0 = 2 \left( \frac{\omega_i C_a z_0}{b_n} \right) \ll 1;$$

$\gamma$  — постоянная Эйлера.

Подобный подход может быть применен при расчете затрат тепла на испарение. Действительно, при турбулентном обмене поток пара от испаряющей переувлажненной поверхности описывается уравнением, аналогичным уравнению (IV.25):

$$\frac{\partial P}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_\tau \frac{\partial P}{\partial z} \right), \quad (IV.27)$$

где  $P$  — парциальное давление пара.

Кроме того, парциальное давление пара на испаряющей поверхности с достаточной для практических расчетов точностью можно считать линейной функцией температуры поверхности (Куртнер, Чудновский, 1969)

$$P = a_1 t + a_2, \quad (IV.28)$$

где  $a_1, a_2$  — константы.

Следовательно, гармоническая составляющая парциального давления пара на испаряющей поверхности равна

$$\Delta P_i \cos(\omega_i \tau + \varphi_i) = a_1 \Delta t_i \cos(\omega_i \tau + \varphi_i). \quad (IV.29)$$

Таким образом очевидно, что при условии отсутствия колебаний парциального давления пара на бесконечности гармоническая составляющая потока пара с испаряющей поверхности равна

$$\Delta N_i \cos(\omega_i \tau + \varphi_{ni}) = -\eta_n \Delta P \frac{b_p}{2 \ln \frac{1}{2} r_{0i} \gamma} \cos \left[ \omega_i \tau + \right. \\ \left. + \varphi_i + \frac{\pi}{2} + \arctg \left( \frac{4}{\pi} \ln \frac{1}{2} \gamma r_{0i} \right) \right], \quad (IV.30)$$

где  $\Delta N_i = \Delta P_i \frac{b_p}{2 \ln \frac{1}{2} \gamma r_{0i}}$  — амплитуда потока пара в атмосферу

с испаряющей поверхности;

$b_p$  — константа, зависящая от скорости ветра в выражении для коэффициента турбулентного обмена;

$$K_\tau = \frac{b_p}{C_p} (z + z_0);$$

$C_p$  — масса водяного пара, приходящаяся на единицу объема и единицу давления пара,

$$C_p = \frac{\mu_n}{V_n P_a},$$

$\mu_n$  — вес граммoleкулы пара,

$V_n$  — объем граммoleкулы влажного воздуха,

$P_a$  — атмосферное давление.

Гармоническая составляющая потока тепла, затрачиваемого на испарение, в соответствии с выражением (IV.30) равна:

$$\begin{aligned} \Delta q_{ni} \cos(\omega_i \tau + \varphi_{ni}) = & - \frac{L b_p \eta_n a_1 \Delta t_i}{2 \ln \frac{1}{2} r_{oi} \gamma} \cos \left[ \omega_i \tau + \right. \\ & \left. + \varphi_i + \frac{\pi}{2} + \arctg \left( \frac{4}{\pi} \ln \frac{1}{2} \gamma r_{oi} \right) \right]. \end{aligned} \quad (IV.31)$$

Сумма гармонических составляющих потоков тепла, расходуемых на испарение и теплоотдачу в воздух равна:

$$\begin{aligned} (\Delta q_{ki} + \Delta q_{ni}) \cos(\omega_i \tau + \varphi_{ki}) = & \\ = - \Delta t_i \left( \frac{b_n + L \eta_n a_1 b_p}{2 \ln \frac{1}{2} \gamma r_{oi}} \right) \cos [\omega_i \tau + \varphi_i + & \\ + \frac{\pi}{2} + \arctg \left( \frac{4}{\pi} \ln \frac{1}{2} \gamma r_{oi} \right)]. & \end{aligned} \quad (IV.32)$$

С учетом последнего выражения уравнение (IV.19) может быть переписано в виде:

$$\begin{aligned} (1 - r')^{-1} \left\{ A'_i \Delta t'_i \cos(\omega_i \tau + \varphi'_i) - \left( \Delta t'_i \frac{b_n + L \eta_n a_1 b_p}{2 \ln \frac{1}{2} \gamma r_{oi}} \right) \cos [\omega_i \tau + \right. \\ + \varphi'_i + \frac{\pi}{2} + \arctg (4/\pi \ln \frac{1}{2} \gamma r_{oi})] + \Delta t'_i \sqrt{(\lambda' \delta'_i + V' c_{0p} \rho_0)^2 + \eta'^2 \lambda'^2} \times \\ \times \cos \left( \omega_i \tau + \varphi'_i + \arctg \frac{\lambda' \eta'_i}{\lambda' \delta'_i + V' c_{0p} \rho_0} \right) \left. \right\} = (1 - r'')^{-1} \left\{ A'' \Delta t''_i \cos(\omega_i \tau + \right. \\ + \varphi''_i) - \left( \Delta t''_i \frac{b_n + L \eta_n a_1 b_p''}{2 \ln \frac{1}{2} \gamma r_{oi}} \right) \cos [\omega_i \tau + \varphi''_i + \frac{\pi}{2} + \\ + \arctg (4/\pi \ln \frac{1}{2} \gamma r_{oi})] + \Delta t''_i \sqrt{(\lambda'' \delta''_i + V'' c_{0p} \rho_0)^2 + \eta_i''^2 \lambda_i''^2} \cos \left( \omega_i \tau + \right. \\ \left. + \varphi''_i + \arctg \frac{\lambda'' \eta''_i}{\lambda'' \delta''_i + V'' c_{0p} \rho_0} \right) \left. \right\}. \end{aligned} \quad (IV.33)$$

Последнее выражение, подобно (IV.19), после преобразований можно привести к равенству двух гармонических функций, откуда

получим новые выражения для отношения амплитуд и разности фаз на сравниваемых участках:

$$\frac{\Delta t'_i}{\Delta t''_i} = \frac{(1-r')^{-1} \cdot \sqrt{\xi_i''^2 + 2 \cos \left( \beta_i'' - \arctg \frac{\lambda'' \eta_i''}{\lambda'' \delta_i'' + V'' c_0 \rho_0} \right)} \times \dots \rightarrow}{\leftarrow \dots \times \xi_i' \sqrt{(\lambda'' \delta_i'' + V'' c_0 \rho_0)^2 + \lambda''^2 \eta_i''^2} + (\lambda'' \delta_i'' + V'' c_0 \rho_0) + \lambda''^2 \eta_i''^2} \cdot \frac{\dots \rightarrow}{(1-r')^{-1} \cdot \sqrt{\xi_i'^2 + 2 \cos \left( \beta_i' - \arctg \frac{\lambda' \eta_i'}{\lambda' \delta_i' + V' c_0 \rho_0} \right)} \times \dots \rightarrow} \leftarrow \dots \times \xi_i' \sqrt{(\lambda' \delta_i' + V' c_0 \rho_0)^2 + \lambda'^2 \eta_i'^2} + (\lambda' \delta_i' + V' c_0 \rho_0) + \lambda'^2 \eta_i'^2} \quad (IV.34)$$

или

$$\frac{\Delta t'_i}{\Delta t''_i} = K_2(V, A_1, b_n, b_p, \lambda, c\rho, r), \quad (IV.35)$$

$$\begin{aligned} \varphi'_i - \varphi''_i &= \arctg \frac{\xi_i'' \sin \beta_i'' + \sqrt{(\lambda'' \delta_i'' + V'' c_0 \rho_0)^2 + \lambda''^2 \eta_i''^2}}{\xi_i'' \cos \beta_i'' + \sqrt{(\lambda'' \delta_i'' + V'' c_0 \rho_0)^2 + \lambda''^2 \eta_i''^2}} \times \\ &\quad \times \frac{\sin \arctg \frac{\lambda'' \eta_i''}{\lambda'' \delta_i'' + V'' c_0 \rho_0}}{\cos \arctg \frac{\lambda'' \eta_i''}{\lambda'' \delta_i'' + V'' c_0 \rho_0}} - \\ &= \arctg \frac{\xi_i' \sin \beta_i' + \sqrt{(\lambda' \delta_i' + V' c_0 \rho_0)^2 + \lambda'^2 \eta_i'^2}}{\xi_i' \cos \beta_i' + \sqrt{(\lambda' \delta_i' + V' c_0 \rho_0)^2 + \lambda'^2 \eta_i'^2}} \times \\ &\quad \times \frac{\sin \arctg \frac{\lambda' \eta_i'}{\lambda' \delta_i' + V' c_0 \rho_0}}{\cos \arctg \frac{\lambda' \eta_i'}{\lambda' \delta_i' + V' c_0 \rho_0}}, \quad (IV.36) \end{aligned}$$

или

$$\Delta \varphi_i = \varphi'_i - \varphi''_i = F_2(V_1, A_1, b_n, b_p, \lambda, c\rho, r), \quad (IV.37)$$

здесь:

$$\xi_i = \sqrt{A_1^2 + \frac{(b_n + L \eta_n a_1 b_p)^2}{4 \ln^2 \frac{1}{2} \gamma r_{0i}}} \cdot \frac{\dots \rightarrow}{\dots \rightarrow} \frac{2A_1 \frac{(b_n + L \eta_n a_1 b_p)}{2 \ln \frac{1}{2} \gamma r_{0i}} \cos \left( \arctg \frac{4}{\pi} \ln \frac{1}{2} \gamma r_{0i} + \frac{\pi}{2} \right)}{\dots \rightarrow} \quad (IV.38)$$

$$\beta_i = \operatorname{arctg} \frac{b_n + L b_p \eta_n a_1 \sin \left( \operatorname{arctg} \frac{4}{\pi} \ln \frac{1}{2} \gamma r_{0i} + \frac{\pi}{2} \right)}{A_1 + \frac{b_n + L b_p \eta_n a_1 \cos \left( \operatorname{arctg} \frac{4}{\pi} \ln \frac{1}{2} \gamma r_{0i} + \frac{\pi}{2} \right)}{2 \ln \frac{1}{2} \gamma r_{0i}}}. \quad (\text{IV.39})$$

Выражения (IV.21), (IV.23), (IV.34) и (IV.36) формально получены для годовых и суточных колебаний температуры поверхности Земли. Однако

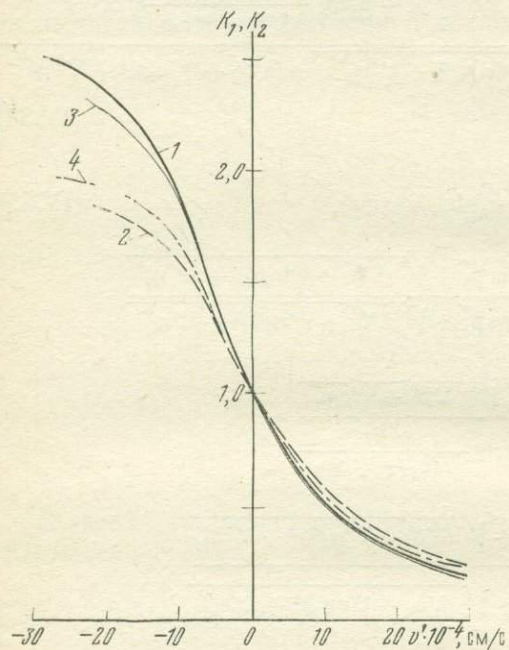


Рис. 33. Изменение отношения амплитуд суточных колебаний температуры  $K_1$  и  $K_2$  в функции  $V'$  при  $V'' = 0$ . Составил Л. Д. Вульфсон.

На оси абсцисс справа отложены отрицательные  $V'$ , характеризующие нисходящую фильтрацию, слева — положительные  $V'$ , характеризующие восходящую фильтрацию

- 1 — для  $(b_n + \chi \eta_n a_1 b_p) = 2,6 \cdot 10^{-3}$  кал/см<sup>2</sup> · с °С;  
 2 — для  $(b_n + \chi \eta_n a_1 b_p) = 5,2 \cdot 10^{-3}$  кал/см<sup>2</sup> · с °С;  
 3 — для  $(A_1 + \alpha + B_1) = 27,8 \cdot 10^{-5}$  кал/см<sup>2</sup> · с °С;  
 4 — для  $(A_1 + \alpha + B_1) = 41,7 \cdot 10^{-5}$  кал/см<sup>2</sup> · с °С;  
 $A_1 = 8,3 \cdot 10^{-5}$  кал см · с °С;  $\lambda = 5,2 \cdot 10^{-3}$  кал/см · с °С;  
 $c = 0,6$  кал см<sup>3</sup> °С

показывает, что наиболее существенную роль при формировании аномалий суточного температурного режима при скоростях фильтрации  $V' < 10^{-6}$  м/с играют величины:  $A_1$ ,  $\alpha$ ,  $B_1$ ,  $b_n$ ,  $b_p$ , определяющие тепловой поток в воздух, длинноволновое излучение поверхности и поток тепла, расходуемый на испарение. По мере

в большинстве практических случаев применимы лишь для суточных колебаний. Это обусловлено тем, что при получении выражения для потока тепла в грунт было использовано решение для квазиустановившегося периодического режима, который наступает при неизменной скорости фильтрации воды, по крайней мере, в течение трех-четырех периодов колебания температуры. Кроме того, указанные соотношения были получены в предположении постоянства ряда метеорологических факторов. Понятно, что эти условия не могут быть выполнены в течение года, но могут наблюдаться во время установившейся погоды в течение нескольких суток.

Численный анализ выражения (IV.21, IV.23, IV.24 и IV.36)

увеличения скорости вертикальной фильтрации возрастает ее влияние на формирование температуры земной поверхности.

Изменение величины отношения амплитуд и сдвига фаз суточных колебаний температуры для исследуемого и опорного участка в функции  $V'$  при  $V'' = 0$ , полученные для выражений (IV.21) и (IV.34), представлены на рис. 33, а для выражений (IV.23) и (IV.36) — на рис. 34. Как следует из графиков, при нисходящей фильтрации воды ( $V' < 0$ ) амплитуда колебаний температуры  $\Delta t'$  увеличивается с увеличением скорости фильтрации  $V'$ , и, соответственно, увеличивается опережение колебаний по фазе ( $F > 0$ ). При восходящей фильтрации амплитуда  $\Delta t'_1$  уменьшается и увеличивается запаздывание колебаний по фазе ( $F < 0$ ).

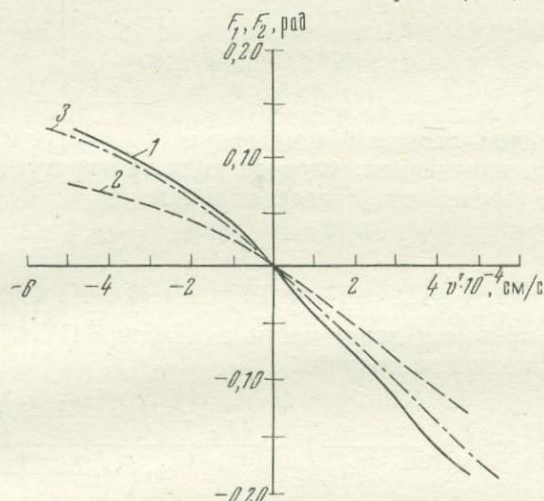


Рис. 34. Изменение разности фаз суточных колебаний температуры  $F_1$  и  $F_2$  в функции  $V'$  при  $V'' = 0$ . Составил Л. Д. Вульфсон.

На оси абсцисс справа отложены отрицательные  $V'$ , характеризующие нисходящую фильтрацию, слева — положительные  $V'$ , характеризующие восходящую фильтрацию. 1 — для  $(b_{II} + \chi \eta_{II} a_1 b_p) = 2,6 \cdot 10^{-3}$  кал/см<sup>2</sup>·с °С; 2 — для  $(b_{II} + \eta_{II} a_1 b_p) = 5,2 \cdot 10^{-3}$  кал/см<sup>2</sup>·с °С; 3 — для  $(A_1 + B_1) = 27,8 \cdot 10^{-5}$  кал/см<sup>2</sup>·с °С; 4 — для  $(A_1 + \alpha + B_1) = 41,7 \cdot 10^{-5}$  кал/см<sup>2</sup>·с °С;  $A_1 = 8,3 \times 10^{-5}$  кал/см<sup>2</sup>·с °С;  $\lambda = 5,2 \cdot 10^{-3}$  кал/см·с °С;  $c = 0,6$  кал/см<sup>3</sup> °С

Из сказанного выше ясно, что целью дистанционной гидрогеотермической съемки является определение амплитуд  $\Delta t'_1/\Delta t''_1$  и сдвига фаз  $\Delta \phi'_1$ , на эталонном и исследуемом участках для последующего определения направления и величины скорости вертикальной фильтрации. Наиболее удобно производить такие определения графически, построив семейства кривых зависимостей отношения амплитуд  $K_1$  или  $K_2$  и сдвига фаз  $F_1$  или  $F_2$ , от скорости фильтрации  $V'$ , с параметрами  $(A'_1, A''_1, B'_1, \alpha', \alpha'', \lambda', \lambda'', c', \rho', c'', \rho'')$  или  $(A'_1, A''_1, b'_{II}, b''_{II}, b'_p, b''_p, \lambda', \lambda'', c', \rho', c'', \rho'')$  в зависимости от вида используемых соотношений.

При отсутствии эталонного участка его роль может играть фоновая область, на которой вертикальная фильтрация отсутствует

т. е.  $V'' = 0$ . В том случае когда температура поверхности с достаточной степенью точности описывается выражением (IV.15), для определения амплитуды и фазы суточных колебаний достаточно измерить три мгновенных значения  $t_n$  в течение суток.

Действительно, мгновенные значения  $t_n$  можно записать в виде

$$t_{n1} = t_0 + \sum_{i=1}^2 \Delta t_i \cos(\omega_i \tau_1 + \varphi_i), \quad (IV.40)$$

$$t_{n2} = t_0 + \sum_{i=1}^2 \Delta t_i \cos(\omega_i \tau_2 + \varphi_i), \quad (IV.41)$$

$$t_{n3} = t_0 + \sum_{i=1}^2 \Delta t_i \cos(\omega_i \tau_3 + \varphi_i). \quad (IV.42)$$

Далее найдем разности температур  $t_{n2} - t_{n1}$  и  $t_{n3} - t_{n2}$ , учитывая, что изменением годового хода температуры в течение суток можно пренебречь. Тогда получим

$$\Delta t_{n1} = t_{n2} - t_{n1} = \Delta t_1 \cos(\omega_1 \tau_2 - \varphi_1) - \Delta t_1 \cos(\omega_1 \tau_1 + \varphi_1), \quad (IV.43)$$

$$\Delta t_{n2} = t_{n3} - t_{n2} = \Delta t_1 \cos(\omega_1 \tau_3 + \varphi_1) - \Delta t_1 \cos(\omega_1 \tau_2 + \varphi_1). \quad (IV.44)$$

Разделив правые и левые части выражений (IV.43) и (IV.44), после преобразования получим

$$\begin{aligned} \operatorname{tg} \varphi_1 \left[ \cos \left( \omega_1 \frac{\tau_2 + \tau_1}{2} \right) - \frac{\Delta t_{n1}}{\Delta t_{n2}} \frac{\sin \left( \omega_1 \frac{\tau_3 - \tau_2}{2} \right)}{\sin \left( \omega_1 \frac{\tau_2 - \tau_1}{2} \right)} \right] \times \\ \times \cos \left( \omega_1 \frac{\tau_3 + \tau_2}{2} \right) ] = \\ = \frac{\Delta t_{n1} \sin \left( \omega_1 \frac{\tau_3 - \tau_2}{2} \right)}{\Delta t_{n2} \sin \left( \omega_1 \frac{\tau_2 - \tau_1}{2} \right)} \cdot \sin \left( \omega_1 \frac{\tau_3 + \tau_2}{2} \right) - \\ - \sin \left( \omega_1 \frac{\tau_1 + \tau_2}{2} \right). \end{aligned} \quad (IV.45)$$

Откуда

$$\varphi_1 = \operatorname{arctg} \frac{\Delta t_{n2} (\cos \omega_1 \tau_1 - \cos \omega_1 \tau_2) - \Delta t_{n1} (\cos \omega_1 \tau_2 - \cos \omega_1 \tau_3)}{\Delta t_{n2} (\sin \omega_1 \tau_1 - \sin \omega_1 \tau_2) - \Delta t_{n1} (\sin \omega_1 \tau_3 - \sin \omega_1 \tau_2)}, \quad (IV.46)$$

зная фазу  $\varphi_1$ , найдем амплитуду  $\Delta t_1$ :

$$\Delta t_1 = \frac{\Delta t_{n1}}{\cos(\omega_1 \tau_2 + \varphi_1) - \cos(\omega_1 \tau_1 + \varphi_1)}. \quad (IV.47)$$

Когда функция  $t_n$  является периодической, но изменяется не по гармоническому закону, необходимы более детальные измерения с интервалом не менее одного часа с последующим разложением в ряд Фурье полученных результатов. В последнем случае все полученные формулы можно использовать для первой гармоники разложения.

Благодаря большой обзорности и способности практически мгновенно фиксировать температурные контрасты (с разрешающей способностью  $0,2—0,1^\circ \text{C}$ ) на больших площадях, дистанционную съемку целесообразно использовать как для поисков областей скопления подземных вод и участков их питания и разгрузки, так и для исследования температурного режима поверхности Земли с целью определения интенсивности вертикальной фильтрации воды на этих участках. В последнем случае дистанционная тепловая съемка должна сопровождаться определением метеорологических условий, величин альbedo и относительного коэффициента излучения исследуемой поверхности, а также значений теплофизических характеристик грунта.

При отработке методики дистанционной тепловой съемки целесообразно сочетать ее с наземной гидрогеотермической съемкой контактными методами.

Погрешность определения скорости вертикальной фильтрации зависит от ее фактической величины и убывает по мере ее возрастания, т. е. по мере увеличения вклада  $V''$  в формирование температурного режима земной поверхности. Это обусловлено приближенным характером соотношений (IV.21), (IV.23), (IV.34) и (IV.36). Нижний предел применимости этих выражений для определения  $V''$  согласно численным оценкам составляет  $1,0—1,4 \cdot 10^{-6}$  м/с.

### *Условия 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 в них — могут подпитывать подземные воды. Изучая распределение температуры по глубине и в плане, изменения температуры во времени на разных глубинах, а также режим температуры воздуха и воды 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 контура растекания на участках питания подземных вод поверхностными), а в других — количественное (оценка скорости инфильтрации). Методы оценки постоянной скорости инфильтрации (из поверхностных водоемов,

водотоков) мы рассмотрим специально, а здесь коротко остановимся лишь на методике изучения условий растекания. Важно отметить, что эта проблема является как бы пограничной между вопросами изучения зоны аэрации и зоны насыщения. 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. Иногда даже не просто провести 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 и поверхностными водами.

— Инфильтрация (питание подземных вод из поверхностных водоемов и водотоков).

— Сумбаринная разгрузка (питание поверхностных вод подземными).

Такое деление является условным в силу ряда причин, а главная заключается в том, что 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.

### **Инфильтрация из поверхностных водоемов и водотоков**

Трудно назвать другой вопрос из гидрогеологии, который бы решался по данным изучения режима температуры подземных вод с такой же степенью наглядности, достоверности и простоты. Поскольку подземные воды по пути своего движения формируют в породах четкие температурные аномалии, замеряя температуру подземных вод и пород, в которых они циркулируют, можно определять контур растекания инфильтрационных 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;

— при искусственном восполнении запасов подземных вод с помощью инфильтрационных бассейнов (рис. 35, 36);

— при опытных наливах в шурфы и котлованы (рис. 37).

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 Волковской оросительной

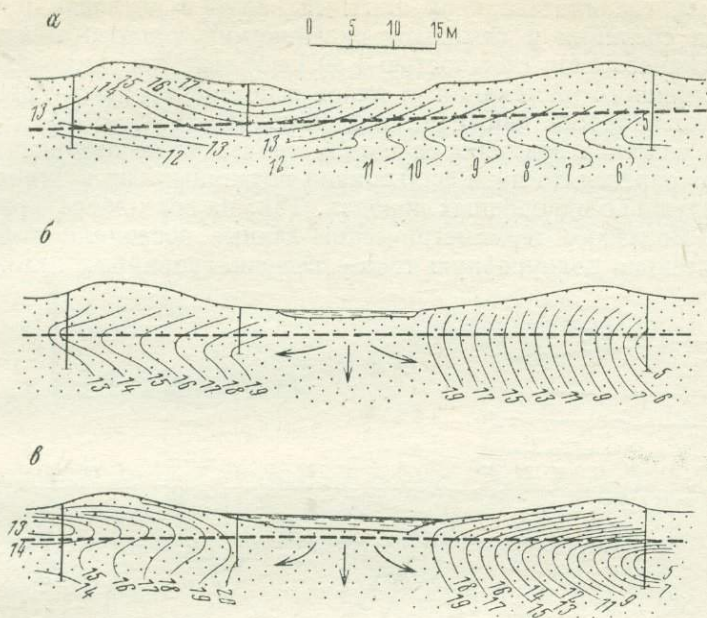


Рис. 35. Поперечные гидрогеотермические профили через инфильтрационный бассейн 17 водозабора Балтээрс (Фролов, 1971).

Геотемпературное поле: *a* на 10 ч 30 мин 15/VII 1968 г. (до пуска воды в бассейн); *б* — на 20 ч 30 мин 16/VII 1968 г. (через 9 ч 15 мин после пуска воды в бассейн); *в* — на 13 ч 30 мин 19/VII 1968 г.; пунктирная линия — уровень подземных вод

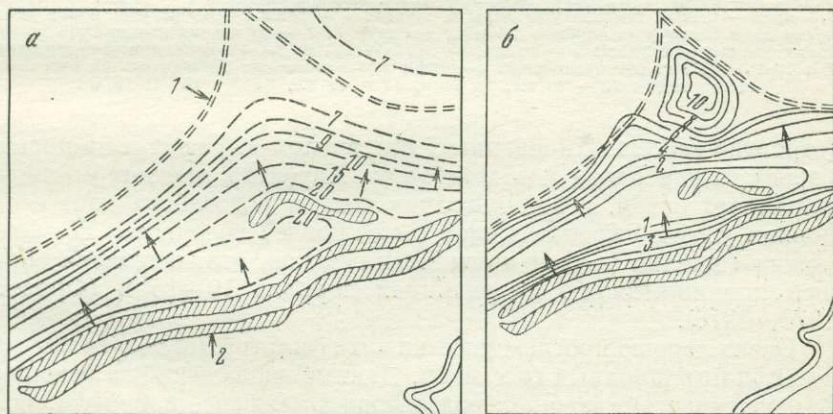


Рис. 36. Динамика геотемпературного поля в плане на глубине 5 м на одном из участков водозабора Балтээрс (Фролов, 1976)

*a* — геотемпературное поле на 8/VIII 1968 г.; *б* — то же, на 25/V 1969 г.; 1 — сифон; 2 — инфильтрационные бассейны

системы, 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 и действительную скорость движения вод (Фролов, 1974, 1976).

На участках водозаборов термометрические исследования позволяют определять пути фильтрации подземных вод к скважинам и в визуально однородных породах. Так, на водозаборе Тринаполис в Вильнюсе термометрические данные позволили выделить относительно водоупорную толщу песчано-гравийных отложений

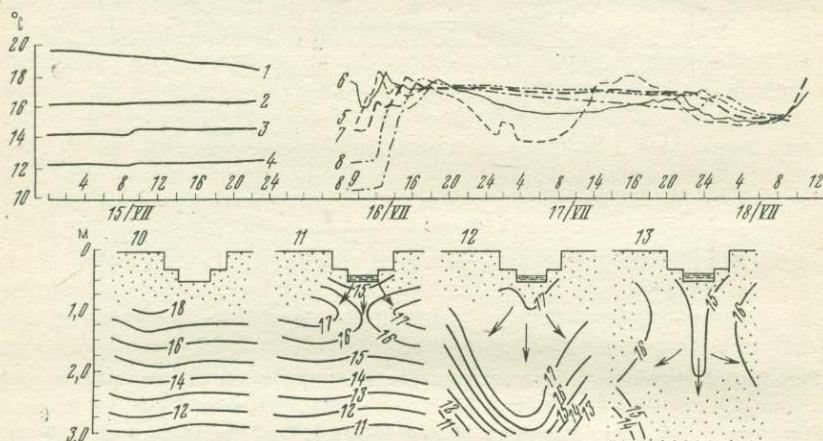


Рис. 37. Режим температуры пород зоны аэрации при наливе воды в шурф на участке Балтээерс I (Фролов, 1976).

1 режим температуры пород до пуска воды в шурф на глубине 0,5 м от поверхности Земли; 2 — то же, на глубине 1,5 м; 3 — то же, на глубине 2,0 м; 4 — то же, на глубине 2,5 м; 5 — режим температуры воды в шурфе; 6 — режим температуры пород после пуска воды в шурф на глубине 0,5 м от дна шурфа; 7 — то же, на глубине 1,5 м; 8 — то же, на глубине 2,0 м; 9 — то же, на глубине 2,5 м; 10 — геотемпературное поле на 7 ч 16/VII 1970 г. (до пуска воды в шурф); 11 — то же, на 11 ч (через 68 мин после пуска воды); 12 — то же, на 16 ч; 13 — то же, на 7 ч 18/VII 1970 г.

(вероятно закольматированных) под руслом р. Нерис и на правом берегу между рекой и водозабором. Характер геозотерм свидетельствует о том, что фильтрация воды к водозабору идет в основном у самой подошвы слоя (над кровлей водоупора) по мало-мощным линзам песчано-гравийных осадков, отличающихся бóльшей проницаемостью на глубинах порядка 10—15 м (Фролов, 1973, 1976).

Очень хорошо прослеживаются пути фильтрации подземных вод из инфильтрационных бассейнов. Данные наблюдений за режимом температуры в скважинах водозабора Балтээерс, например, 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 воды от бассейна (рис. 38).

Результаты термометрических исследований указывают также на изменение условий движения подземных вод в зависимости от режима работы инфильтрационных бассейнов. Подземные воды интенсивнее 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. Участки интенсивного подтока вод из инфильтрационных бассейнов выделяются повышенными температурами подземных вод по сравнению с фоновой температурой

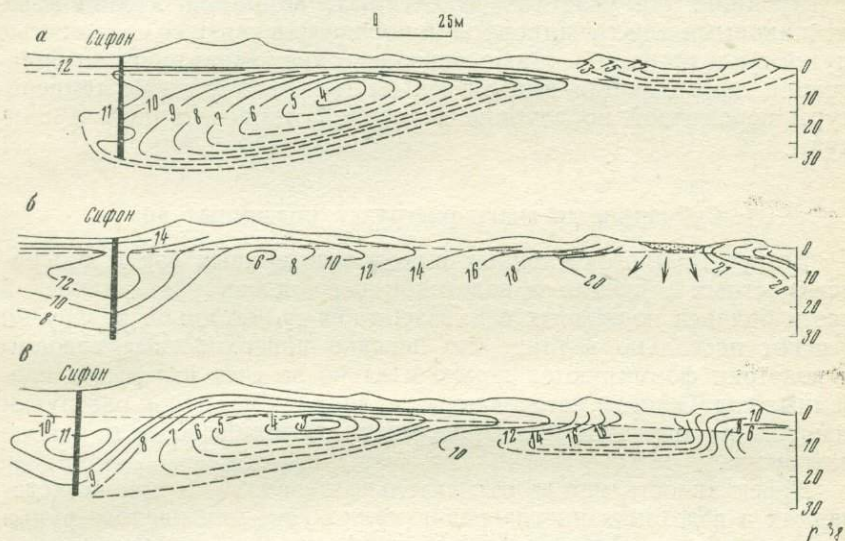


Рис. 38. Динамика геотемпературного поля в разрезе на одном из участков водозабора Балтзэрс (Фролов, 1969).

Геотемпературное поле: *a* — на 15/VIII 1968 г. (перед заполнением водой инфильтрационного бассейна); *б* — на 13/VIII 1968 г. (через 29 сут инфильтрации); *в* — на 15/VII 1969 г. (бассейн заполнялся водой периодически)

в летний период и низкими — в зимний. По пластовому градиенту температуры можно судить о скорости движения на том или ином участке водозабора. Так, большой градиент температуры (сжатость геоизотерм) на участке первого профиля по сравнению с меньшим градиентом в районе третьего профиля свидетельствует о том, что в последнем районе инфильтрационные свойства песков выше, что подтверждается гидрогеодинамическими данными.

Р. Шнайдер (1961 г.) установил общие закономерности питания подземных вод атмосферными осадками в штате Миннесота (США) только при обработке материалов, полученных в результате изучения уровня режима подземных вод и режима температуры воздуха. Сопоставление кривых автоматической записи уровня подземных вод и среднесуточной температуры воздуха показало, что уровень подземных вод понижается в том

случае, когда температура воздуха падает ниже  $0^{\circ}\text{C}$ , и наоборот. Автор объясняет это прекращением (или наличием) 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 температуры переменной по глубине величиной температурной амплитуды.

### 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. Один из методов исследования субмаринной разгрузки основан на изучении температурных аномалий воды в районе разгрузки.

Эффективность метода относительно невелика, а при исследованиях в водотоках иногда равна нулю. Так, при расходе ручья около  $5\text{ м}^3/\text{с}$  на Паужетке (Камчатка) температура разгружающихся вод источника—гейзера «Пульсирующий нижний» над самым грифоном падает от  $100^{\circ}\text{C}$  до  $35^{\circ}\text{C}$  при температуре воздуха и воды в ручье соответственно  $21$  и  $25^{\circ}\text{C}$  (рис. 39).

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 ( $6\text{ м}$ ) оказалась изотермичной ( $23,8^{\circ}\text{C}$  на  $17\text{ ч } 19/\text{VI } 1961$ ) г.

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 ручей разбит на два участка: 1) с преобладанием инфильтрации (верховье), где расход падает от  $400$  до  $80\text{ л}^3/\text{с}$ , и 2) с преобладанием процессов дренажа подземных вод, в пределах которого расход увеличивается до  $800\text{ л}^3/\text{с}$  (Hargison, 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.

Более эффективен термометрический метод при исследовании поверхностных водоемов, причем его эффективность возрастает при увеличении расхода разгружающихся вод, при увеличении разности между температурами разгружающихся и поверхностных вод, при уменьшении расхода, объема, волнения и перемешивания воды поверхностного водоема (Фролов, 1966, 1968). Но и в этих

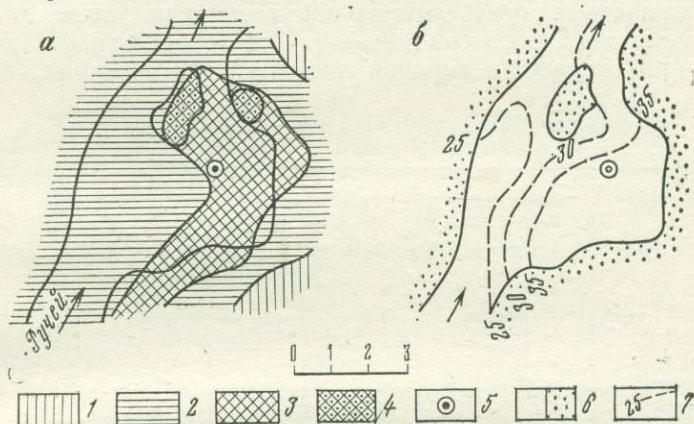


Рис. 39. Режим температуры Паужетского источника «Пульсирующий нижний» на Камчатке (Фролов, 1966).

*a* — режим температуры пород на глубине 0,1 м; *b* — режим температуры воды в 0,1 м от поверхности. 1 — 15–20° С; 2 — 20–50° С; 3 — 50–75° С; 4 — 75–100° С; 5 — грифон; 6 — берег; 7 — изотермы, °С

случаях наиболее результативными оказываются измерения, выполненные в поверхностном водоеме небольшого объема и любого генезиса (проточные или сточные из этого же очага).

В небольшом сточном оз. Оклино, полностью образовавшемся за счет разгрузки подземных вод, температура воды даже у берега была равна 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. 19).

Т а б л и ц а 19

Температура в оз. Оклино на правом берегу р. Оки у г. Дзержинска (20/VI 1961 г.)

Место замера	У берега	Над воронкой	В воронке (от поверхности), м			
			0,5	1,5	2,5	3,5
Температура, °С	12,4	8,4	7,9	6,8	6,6	6,5

В то же время детальные термометрические исследования (Фролов, 1966) в прибрежной зоне оз. Иссык-Куль не позволили четко установить наличие разгрузки подземных вод до тех пор, пока измерениями температуры не были охвачены и донные осадки. Измерения же температуры в воронках показали, что температура воды на их дне (2,5—3,2 м) колеблется соответственно от 10,8 до 13,7° С, т. е. 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 рассредоточенной разгрузки более холодных грунтовых вод в дне озера (рис. 40). Однако в силу перемешивания воды при отсутствии воронок аномалии эти невелики. Разница

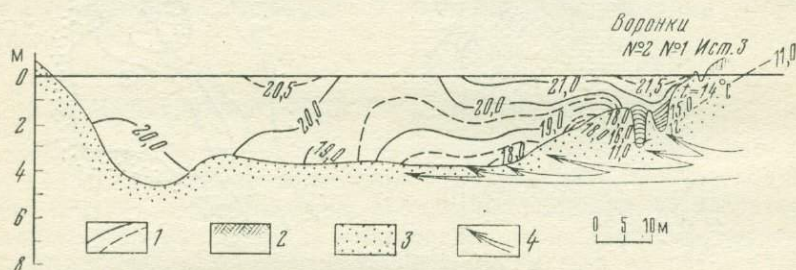


Рис. 40. Гидрогеотермический профиль через залив оз. Иссык-Куль у водной станции детского санатория пос. Чолпон Ата (Фролов, 1966).

1 — изотермы; 2 — растительный слой; 3 — песок; 4 — направление движения подземных вод по гидрогеотермическим данным

между температурами поверхностных и придонных слоев достигает лишь 3,0—0,5° 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 соответственно 19,0° С и 19,4° С, а у дна на глубине 4 м колеблется 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. Иногда в крупных воронках вся толща воды также оказывается изотермичной до самого дна, что свидетельствует 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 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° С) близка к первичной температуре \*, то глубина ее подъема, судя по скв. 67—64, не превышает 50 м. Кроме того, термометрические исследования в мелководной зоне показывают, что при определенных условиях они могут применяться для изучения в глубоководной части водоемов, т. е. в тех случаях, когда визуальный метод не пригоден. Термометрические работы на профиле сопровождались также гидрогеохимическими работами \*\*. Результаты анализов показали, что содержание хлора в действующих воронках такое же, как и фоновое (табл. 20).

Т а б л и ц а 20

Сравнение результатов термометрических и гидрогеохимических исследований в оз. Иссyk-Куль (1964 г.)

Точка отбора пробы	Глубина, м (от поверхности воды)	Содержание хлора, мг/л *	Температура, °С
Фон	0,5—4,0	1591	20—22
Воронка 1	0,6	1957	19,8
	1,7	1673	16,9
	2,5	1589	13,7
Воронка 2	1,6	1620	18,8
	3,2	1620	10,8
Источник 1 (на берегу)	При излив	8	12,0
Источник 2 (на берегу)	» »	8	11,4

\* Погрешность 2%, т. е. примерно  $\pm 30$  мг/л.

Как известно, длина существующих пробоотборников колеблется от 0,7 до 1,3 м и вода в столбе такой высоты успевает перемешиваться. Изучение 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. 21).

Таким образом, по содержанию хлора трудно (а при отборе проб воды пробоотборником просто невозможно) определить место-

\* При подъеме через более прогретые летом верхние слои пород температура воды должна повышаться и поэтому минимальное значение температуры близко 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 уже сравнительно холодная вода глубинного происхождения, что определяется уже по комплексу данных (обычно с гидрогеохимическими).

\*\* Анализы выполнялись Л. П. Серебряковой.

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, °С
		0,2 м выше дна	на уровне дна	0,5 м ниже дна (в струе)	
Воронка 1	2,5	1568	1550	1409	13,7
Воронка 2	3,2	1568	1504	1260	10,8

положение очагов разгрузки подземных вод. Термометрический же метод позволяет не только обнаружить очаги, но и судить в первом приближении о глубине их подъема.

На наш взгляд, термометрический метод наиболее эффективен, тогда когда измеряется температурное поле не в воде, а на некоторых уровнях ниже дна поверхностного водоема. Действительно, при исследованиях ручья на Паужетке, о чем говорилось выше, измерения температуры в иловых осадках уже на глубине 0,1 м от уровня дна показали четкую аномалию с превышением над фоном до 60—70° С. Очевидно, небольшое заглубление в дно для измерения температурного поля в окрестностях очага разгрузки подземных вод должно давать более отчетливую аномалию. Если в процессе термометрических измерений в дне водоемов обнаруживаются резкие, но мелкомасштабные (в смысле расстояний между точками измерений) аномалии температурного поля (или поля градиента температур), то вероятнее всего их причиной является субмаринная разгрузка подземных вод. В качестве примера можно привести результаты измерений градиента температуры в дне озера Иссык-Куль (рис. 41), полученные в 1971 г. (Любимова, 1973). Оказалось, что в областях, приуроченных к предполагаемым глубинным разломам, выделенным по магнитным и гравиметрическим данным, действительно наблюдаются изменения геотермического градиента  $\Delta T$  в два раза и более в точках измерений, отстоящих друг от друга на 1—3 км. Характерно, что причиной аномалий  $\Delta T$  не может быть неоднородность верхнего слоя осадков, поскольку вариации коэффициента теплопроводности  $\lambda$  в пределах рассматриваемого региона весьма незначительны.

Учитывая величину аномалий и расстояние между точками измерений, маловероятно, что причиной их являются глубинные процессы. По-видимому, они являются следствием разгрузки подземных вод по указанным разломам.

Для выявления характера связи аномалий температурного поля донных отложений, в частности поля градиентов температур, с субмаринной разгрузкой подземных вод предложим следующую модель.

С некоторой глубины  $H$  ниже уровня дна на поверхность изливается вода с температурой  $T_0$ , той же, что и на глубине зале-

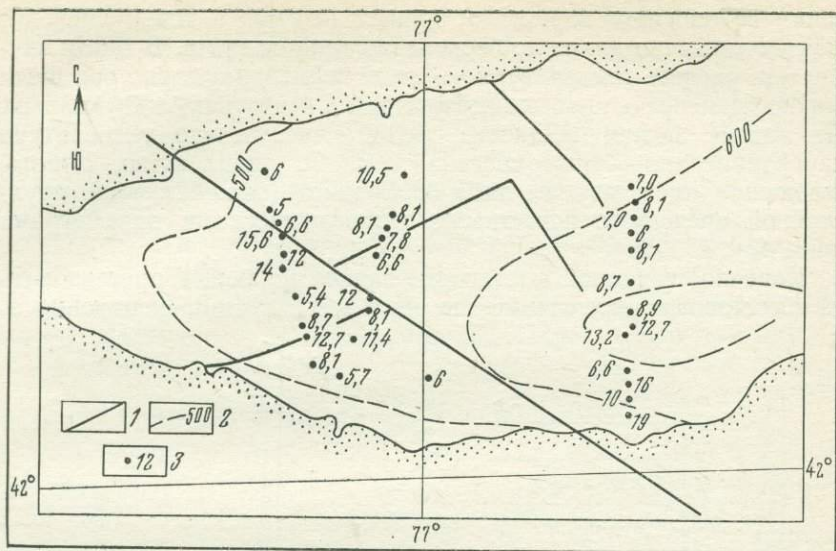


Рис. 41. ГрадIENTы температуры в осадках дна оз. Иссык-Куль (Любимова, Александров, Дучков, 1973).

1 — предполагаемые разломы; 2 — изолинии глубины озера, м; 3 — место измерения градиента температуры и его величина [ $^{\circ}\text{C}/100 \text{ м} (10^{-2})$ ]

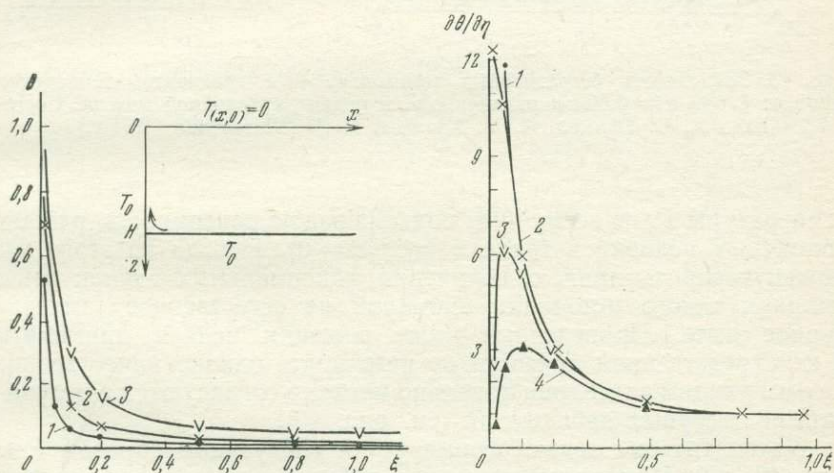


Рис. 42. Зависимость безразмерных температур  $\theta$  и градиентов температур  $\partial\theta/\partial\eta$  от  $\xi$  при различных  $\eta$  для однородной модели. Составили А. Б. Ефимов, И. М. Кутасов, Л. И. Шипицына (1977 г.).

1 —  $\eta = 0,01$ ; 2 —  $\eta = 0,02$ ; 3 —  $\eta = 0,05$ ; 4 —  $\eta = 0,1$

гания водоносного горизонта, причем разгрузка вод происходит через достаточно длинную бесконечно тонкую щель. В таком случае при расчете температурного поля перпендикулярно оси щели можно пренебречь краевыми эффектами и считать поле двумерным. Не лишая задачу общности, будем считать, что температура на границе дно — поверхностная вода  $T_0$  равна нулю. Донные отложения представлены либо однородной (рис. 42), либо двухслойной средами с известными теплофизическими параметрами (рис. 43).

Конечно, в данной постановке задача не может претендовать на абсолютно точное отражение реальной ситуации (неизменность

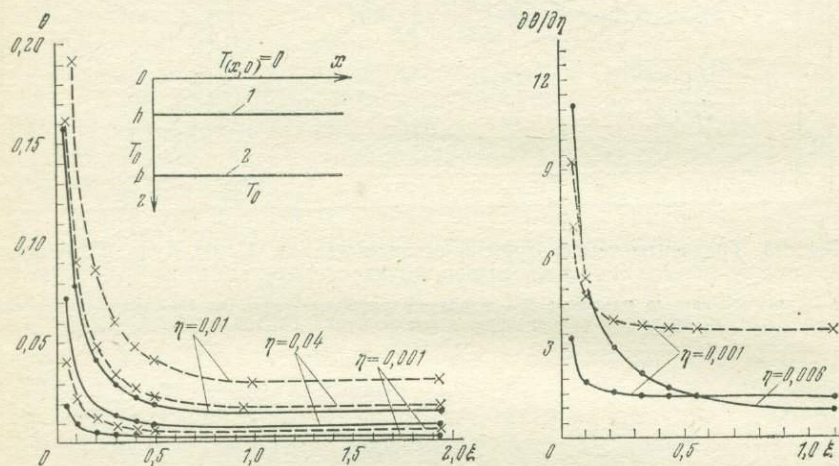


Рис. 43. Зависимость безразмерных температур  $\theta$  и градиентов температур  $\partial\theta/\partial\xi$  от  $\xi$  при  $a = 0,006$  и различных  $\lambda$  и  $\eta$  для двухслойной модели. Составили А. Б. Ефимов, И. М. Кутасов, Л. И. Шипицына (1977 г.)

1 —  $\lambda = 1,5$ ; 2 —  $\lambda = 4,0$

температуры  $T_0$  по всему пути подъема вод на поверхность, разрыв граничных условий в точке  $x = 0, z = 0$ ). Исходя из этого мы можем говорить лишь о получении максимальных оценок зоны влияния такого источника аномалий на естественное температурное поле. Приведенные ниже решения нельзя применять в непосредственной близости от источника, однако качественно, как мы увидим далее, они довольно неплохо согласуются с результатами натуральных наблюдений (см. рис. 40).

Математически задача формируется следующим образом (см. рис. 42, 43). Ищем решение стационарного уравнения теплопроводности (уравнения Лапласа)

$$\Delta T(x, z) = \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = 0 \quad (\text{IV.48})$$

с граничными условиями

$$T(0, z) = T_0,$$

$$T(x, 0) = 0,$$

$$T(x, H) = T_0.$$

Введем безразмерные переменные

$$\theta(\xi, \eta) = \frac{T(x, z)}{T_0}; \quad \xi = \frac{x}{H}; \quad \eta = \frac{z}{H}.$$

Не приводя промежуточных математических выкладок, напишем результат, т. е. выражение для безразмерных температур и градиентов температур

$$\theta(\xi, \eta) = \eta + \frac{2}{\pi} \left[ \operatorname{arctg} \frac{\sin \pi \eta}{\operatorname{sh} \pi \xi} - \operatorname{arctg} \frac{\sin \pi \eta}{e^{\pi \xi} + \cos \pi \eta} \right],$$

$$\frac{\partial \theta(\xi, \eta)}{\partial \eta} = 1 + \frac{2 \operatorname{sh} \pi \xi - \sin \pi \eta}{\operatorname{sh}^2 \pi \xi + \sin^2 \pi \xi} - \frac{2(e^{\pi \xi} \cos \pi \eta + 1)}{(e^{\pi \xi} + \sin \pi \eta)^2 + \sin^2 \pi \eta}. \quad (\text{IV.49})$$

Кривые распределения  $\theta(\xi, \eta)$  и  $\frac{\partial \theta(\xi, \eta)}{\partial \eta}$  при различных значениях  $\eta$  представлены на рис. 42.

В дополнение к ранее введенным безразмерным величинам для двухслойной среды (см. рис. 43) запишем

$$\lambda = \frac{\lambda_2}{\lambda_1}; \quad a = \frac{h}{b}; \quad \eta = \frac{z}{b}; \quad \xi = \frac{x}{b};$$

где  $\lambda_1, \lambda_2$  — коэффициенты теплопроводности.

Тогда уравнение Лапласа примет вид

$$\Delta \theta(\xi, \eta) = 0 = \begin{cases} \Delta \theta_1(\xi, \eta); & \eta \leq a, \\ \Delta \theta_2(\xi, \eta); & a \leq \eta \leq 1. \end{cases} \quad (\text{IV.50})$$

Граничные условия

$$\theta(0, \eta) = 1;$$

$$\theta(\xi, 0) = 0;$$

$$\theta(\xi, 1) = 1$$

и условия сопряжения

$$\frac{\partial \theta_1(\xi, a)}{\partial \eta} = \lambda \frac{\partial \theta_2(\xi, a)}{\partial \eta}.$$

Решение получится в виде

$$\begin{cases} \theta_1(\xi, \eta) = \frac{\lambda \eta}{a(\lambda - 1) + 1} + \sum_{n=1}^{\infty} (A_n + B_n) e^{-\beta_n \xi} \frac{\sin \beta_n \eta}{\sin \beta_n a}; \\ \frac{\partial \theta_1(\xi, \eta)}{\partial \eta} = \frac{\lambda}{a(\lambda - 1) + 1} + \sum_{n=1}^{\infty} (A_n + B_n) e^{-\beta_n \xi} \cdot \beta_n \cdot \frac{\cos \beta_n \eta}{\sin \beta_n a}; \end{cases} \quad (\text{IV.51})$$

$$\theta_2(\xi, \eta) = 1 - \frac{1 - \eta}{a(\lambda - 1) + 1} + \sum_{n=1}^{\infty} (A_n + B_n) e^{-\beta_n \xi} \frac{\sin \beta_n (1 - \eta)}{\sin \beta_n (1 - a)};$$

$$\frac{\partial \theta_2(\xi, \eta)}{\partial \eta} = \frac{1}{a(\lambda - 1) + 1} - \sum_{n=1}^{\infty} (A_n + B_n) e^{-\beta_n \xi} \cdot \beta_n \cdot \frac{\cos \beta_n (1 - \eta)}{\sin \beta_n (1 - a)},$$
(IV.52)

где

$$A_n = \frac{1}{\|z\|^2 \beta_n} \left[ \frac{1}{\sin \beta_n a} + \frac{\lambda}{\sin \beta_n (1 - a)} \right];$$

$$B_n = \frac{\lambda}{\|z\|^2 \beta_n^2} \left[ \frac{a \operatorname{ctg} \beta_n a - (1 - a) \operatorname{ctg} \beta_n (1 - a)}{a(\lambda - 1) + 1} + \operatorname{ctg} \beta_n (1 - a) - \frac{1}{\sin \beta_n (1 - a)} \right];$$

$$\|Z\|^2 = \frac{a}{2 \sin^2 \beta_n a} + \frac{\lambda (1 - a)}{2 \sin^2 \beta_n (1 - a)} - \text{нормировочная функция};$$

$\beta_n$  —  $n$ -ый корень уравнения

$$\operatorname{ctg} \beta_n a + \lambda \operatorname{ctg} \beta_n (1 - a) = 0. \quad \text{(IV.53)}$$

Для нахождения численных значений температур и градиентов температур необходимо решить уравнение (IV.53) с целью нахождения значений  $\beta_n$ . Решения были выполнены на ЭВМ М-222 при следующих значениях параметров и переменных:  $0,002 \leq a \leq 0,016$ ;  $0,05 \leq \xi \leq 2,0$ ;  $0,0005 \leq \eta \leq 5$ ;  $\lambda \leq 1,5$ ;  $2,0$ ;  $3,0$ ;  $4,0$ . Интервалы изменений  $\lambda$  и взяты с учетом всех возможных значений коэффициентов теплопроводности донных отложений и подстилающих их пород, а также их мощности. На основании расчетов на ЭВМ зависимость  $\beta_n$  от  $\lambda$  и  $a$  можно выразить формулой

$$\beta_n = [3,141 - a(2,840\lambda) - 2,7600]n.$$

На рис. 43 приведены графики распределения безразмерных температур и градиентов температур в зависимости от  $\xi$  при не которых  $a$ ,  $\eta$  и  $\lambda$ . Из рисунка видно, что влияние очага разгрузки подземных вод очень быстро уменьшается с увеличением расстояния от источника. Так, при  $\xi \approx 1$  (т. е.  $x = b$ ) температура отличается от нормального распределения не более чем на 10%, а градиент практически равен нормальному. В непосредственной близости от разлома градиент температуры претерпевает резкий скачок (для двухслойной среды этого не видно), так как расчет проводился начиная с  $\xi = 0,05$ ; с уменьшением  $\xi$  кривая пройдет через максимум, достигая величин, намного превышающих нормальное значение.

Следует добавить, что при расчетах температура  $T_0$  считалась фиксированной, в то время как физически правильное фиксировать геотермический поток тепла  $q$  и через него выразить  $T_0$ , а именно,

$$T_0 = \frac{a}{\lambda_2} \left[ b + h \left( \frac{\lambda_2}{\lambda_1} - 1 \right) \right]. \quad \text{(IV.54)}$$

Таким образом, мы изменяли  $T_0$  так, чтобы на нижней границе выполнялось условие  $q = \text{const}$ .

Изложенное выше позволяет сделать следующие выводы:

— аномалии, вызванные субмаринной разгрузкой подземных вод, качественно вполне удовлетворительно объясняют мелко-масштабные вариации теплового потока через дно акваторий;

— при  $\xi \leq 0,1$  наблюдаются резкие и значительные по величине максимумы градиентов температур, превышающие в 10 раз и более нормальный;

— влияние очага разгрузки подземных вод довольно быстро уменьшается с увеличением расстояния от него. Так при  $x = H$  ( $\xi = 1$ ), т. е. на расстояниях, сравнимых с глубиной залегания водоносного горизонта, температура отличается от нормального распределения не более чем на 10%, а градиент температур практически равен нормальному. Таким образом показано, что исследование субмаринной разгрузки подземных вод с помощью измерения поля температур в верхнем слое донных отложений имеет ряд преимуществ по сравнению с термометрическими или гидрогеохимическими измерениями в воде, особенно в глубинных частях поверхностных водоемов, где невозможно визуально обнаружить источники. Но наиболее надежные результаты могут быть получены лишь при комплексировании различных методов.

### 3. ИЗУЧЕНИЕ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ПОРОД ЗОНЫ АЭРАЦИИ

Широко применяемые ныне различные модификации наливов в шурфы имеют ряд существенных недостатков. Разработанные во ВСЕГИНГЕО (Фролов, 1972—1976) гидрогеотермические методы изучения фильтрационных свойств пород зоны аэрации (три модификации) выгодно отличаются от традиционных по всем важнейшим позициям (точность, информативность, трудоемкость-стоимость). Сущность методики заключается в предварительном изучении естественного геотемпературного поля в зоне аэрации и последующем создании искусственной термической аномалии путем запуска в зону аэрации воды с температурой, отличающейся от естественного геотемпературного поля. Зная начало запуска воды, можно следить за направлением и скоростью перемещения ее в зоне аэрации по датчикам температуры, располагаемым заранее на путях движения воды. Поскольку индикатором является вода и переносимое ею тепло, то ответ на вопрос о возможных фильтрационных свойствах изучаемых пород получается автоматически. Параметры (скорость фильтрации или коэффициент фильтрации, действительная скорость и активная пористость пород) определяются послойно, а величина шага зависит от числа датчиков температуры и глубины их установки. Известно (Веригин, 1964 и др.), что для практических расчетов при изучении процессов тепло- и массообмена в зоне аэрации

можно пользоваться сравнительно простым дифференциальным уравнением, имеющим для одномерного потока следующий вид:

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} - c_0 \rho_0 v \frac{\partial T}{\partial x} - c_0 \rho_0 T \frac{\partial v_x}{\partial x}. \quad (\text{IV.55})$$

При инъекции в поток с постоянной скоростью раствора с температурой, отличной от температуры пласта, можно определять действительную скорость фильтрации по данным наблюдений за режимом температуры, пользуясь одним из известных частных выводов этого уравнения

$$v_d = \frac{\bar{x} c p}{c_0 \rho_0 \tau}, \quad (\text{IV.56})$$

где  $\bar{x}$  — глубина, на которой ведутся наблюдения за временем  $\tau$  наступления средней температуры в изучаемом интервале, м.

При постоянной скорости влагопереноса ( $v = \text{const}$ ) уравнение (IV.55) приобретает более простой вид (III.24). Его решения (Suzuki, 1960; Stallman, 1965 и др.) для частного случая (постоянная скорость инфильтрации в насыщенной среде, синусоидальные изменения температуры на поверхности) позволили предложить определять скорость фильтрации (коэффициента фильтрации) подбором в следующей формуле (Фролов, 1972, 1974)\*:

$$K_2 = \sqrt[3]{\sqrt{\frac{\left(\frac{vc_0\rho_0}{2\lambda}\right)^4}{4} + \left(\frac{\pi}{a\tau}\right)^2} + \frac{\left(\frac{vc_0\rho_0}{2\lambda}\right)^2}{2} - \frac{vc_0\rho_0}{2\lambda}}, \quad (\text{IV.57})$$

где 
$$K_2 = \frac{\ln \Delta t_1 - \ln \Delta t_2}{x_2 - x_1}; \quad (\text{IV.58})$$

$K_2$  — коэффициент затухания поверхностной синусоидальной температурной волны;

$v$  — постоянная скорость фильтрации;

$c_0$  — удельная теплоемкость воды;

$\rho_0$  — плотность воды;

$\lambda$  — коэффициент теплопроводности пород;

$a$  — коэффициент температуропроводности пород;

$\tau$  — период колебаний температуры;

$\Delta t_1, \Delta t_2$  — размах гармонического колебания температуры соответственно на глубинах  $x_1$  и  $x_2$ .

Автором метода составлены также полулогарифмические графики для оценки скорости фильтрации по двум гармоническим циклам температуры — суточному (рис. 44) и годовому. Для оценки искомого параметра необходимо вычислить величину коэффи-

\* О недостатках расчетных формул Сузуки и Столмана уже неоднократно сообщалось, и они здесь не приводятся.

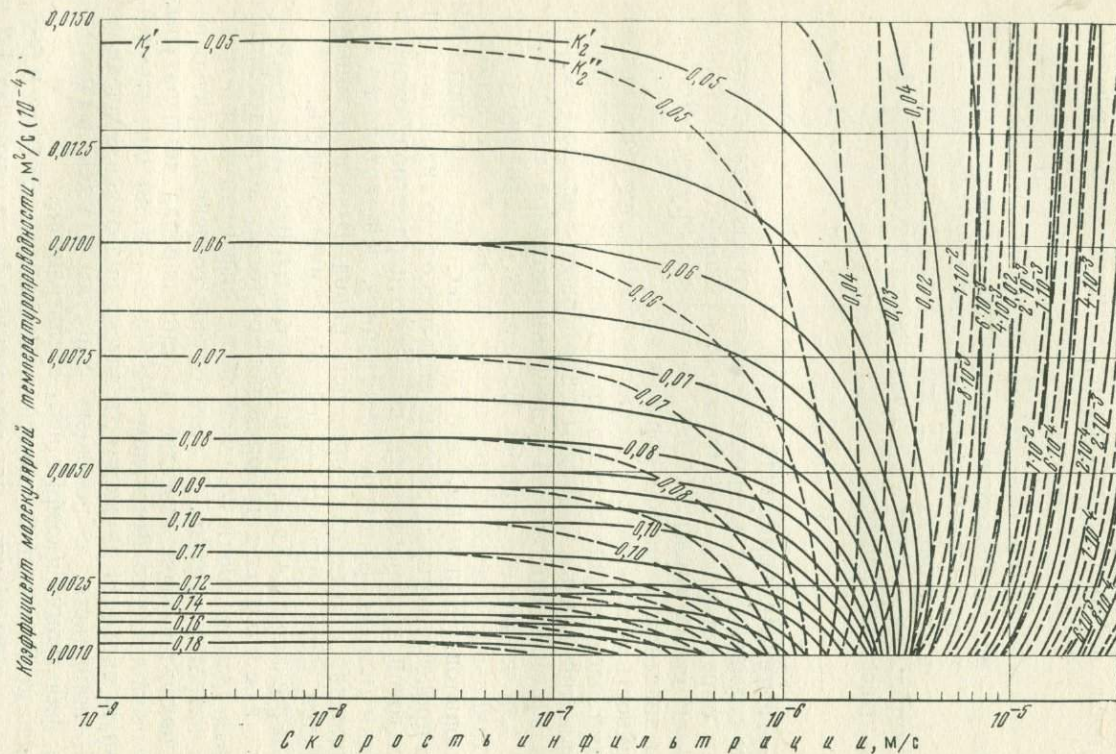


Рис. 44. Полулогарифмический график для оценки постоянной скорости инфильтрации по коэффициенту затухания суточной температурной волны. Табулировано на ЭВЦМ:  $K_2^I$  при  $\lambda = a$ ;  $K_2^{II}$  при  $\lambda = 0,4a$  (Фролов, 1974, 1976)

циента затухания по формуле (IV.58), для чего экспериментальным путем определяется величина изменения температуры в течение синусоидального цикла на границах изучаемого слоя.

Действительную скорость можно определить также по скорости передвижения границы раздела между средами с различной температурой после полного насыщения пород изучаемого слоя:

$$v_d = \frac{x_2 - x_1}{\tau_2 - \tau_1}, \quad (\text{IV.59})$$

где  $\tau_1$  и  $\tau_2$  — время прохождения «границы раздела» (время начала изменения температуры воды) соответственно на глубинах  $x_1$  и  $x_2$ ).

Действительная скорость пересчитывается на скорость фильтрации по известной формуле

$$v = v_d \cdot \mu_{\text{акт}}, \quad (\text{IV.60})$$

где  $\mu_{\text{акт}}$  — активная пористость пород.

В том случае, когда в процессе опыта гидрогеотермическими методами определяются действительная скорость и скорость фильтрации из формулы (IV.60), расчетным путем получают последовательно значения активной пористости.

Стадийность и содержание гидрогеотермических исследований ранее нами рассмотрены достаточно детально и здесь напомним лишь принципиальные моменты. Во-первых, важно выбрать наиболее эффективный способ установки датчиков температуры (рис. 45) для изучаемого участка. Во-первых, необходимо установить оптимальное соотношение между числом комплексных и экспресс-опытов. Напомним, что комплексными мы называем опыты, в процессе которых применяется несколько гидрогеотермических методов и определяется комплекс параметров: скорость фильтрации (или коэффициент фильтрации), действительная скорость движения и активная пористость пород. В экспресс-опытах определяется один параметр — действительная скорость.

Экспресс-опыты (определение действительной скорости) применяются тогда, когда требуется получить в сжатые сроки большой объем информации при минимальных затратах средств. В этом случае создаются кратковременный водно-тепловой импульс и один перепад температуры, которые позволяют по формулам (IV.56) и (IV.59) оценить действительную скорость движения, а затем, пользуясь значениями активной пористости, с помощью формулы (IV.60) вычислить скорость фильтрации (коэффициент фильтрации).

На участке Рикантай 3, сложенном песками (с глубины 0,5 м), были установлены датчики под центром шурфа на глубинах 1,2 и 1,7 м. Наблюдения за режимом температуры пород до пуска воды показали, что температура пород понижается примерно на 0,02—0,04° С за каждые 10 мин (табл. 22).

Режим температуры воды в шурфе и пород в зоне аэрации  
в процессе экспресс-опыта на участке Рикантай 3 (5/VII 1973 г.)

Время, ч—мин	Температура, °С			Примечания
	воды в шурфе	пород на глубинах (м) от поверхности Земли		
		1,20	1,70	
18—10	—	15,10	13,47	Глубина шурфа 0,75 м
—23	—	15,05	13,44	
—30	—	15,04	13,38	
—40	27,4	15,02	13,38	Пуск воды в 18 ч 34 мин
—43	—	15,11	—	
—49	27,2	16,17	13,34	
—51	—	—	13,34	
—58	—	—	13,67	
19—05	27,1	27,50	15,59	Пуск холодной воды (граница раздела) в 19 ч 20 мин
—06	—	27,71	18,64	
—17	27,0	28,20	22,31	
—22	16,2	—	—	
—26	12,8	27,87	26,11	
—30	12,0	27,75	—	
—33	—	28,12	—	
—35	—	28,16	—	
—37	11,7	28,16	—	
—38	—	28,13	—	
—40	11,7	27,50	27,60	
—50	11,7	—	27,77	
—55	11,8	—	27,86	
—57	—	—	27,81	
20—00	12,1	—	27,66	
—05	—	12,45	25,77	
—35	—	11,94	15,90	

Т а б л и ц а 23

Результаты оценки фильтрационных параметров в зоне аэрации  
на участке Рикантай 3 в процессе гидрогеотермического экспресс-опыта

Параметр	Метод	Интервал, м	
		0,75—1,20	1,20—1,70
Действительная скорость (при $t = 18^\circ \text{C}$ ), м/сут	По формуле (IV.56)	26,6	31,9
	По формуле (IV.59)	34,3	31,1
Скорость фильтрации (коэф- фициент фильтрации; при $\mu_{\text{акт}} =$ $= 0,11$ и $t = 18^\circ \text{C}$ ), м/сут	По формуле (IV.56)	2,9	3,5
	По формуле (IV.59)	3,8	3,4

Величина и направленность указанных изменений температуры свидетельствуют о том, что естественный режим температуры полностью не восстановился. Температура воды была выше, чем температура пород, поэтому с целью сокращения продолжительности подготовительного этапа опыт был начат до полного восстановления естественного режима температуры. После того как фронт увлажнения достиг нижнего датчика (1,7 м), а температура первого датчика превысила среднюю в интервале 0,75—1,20 м, что

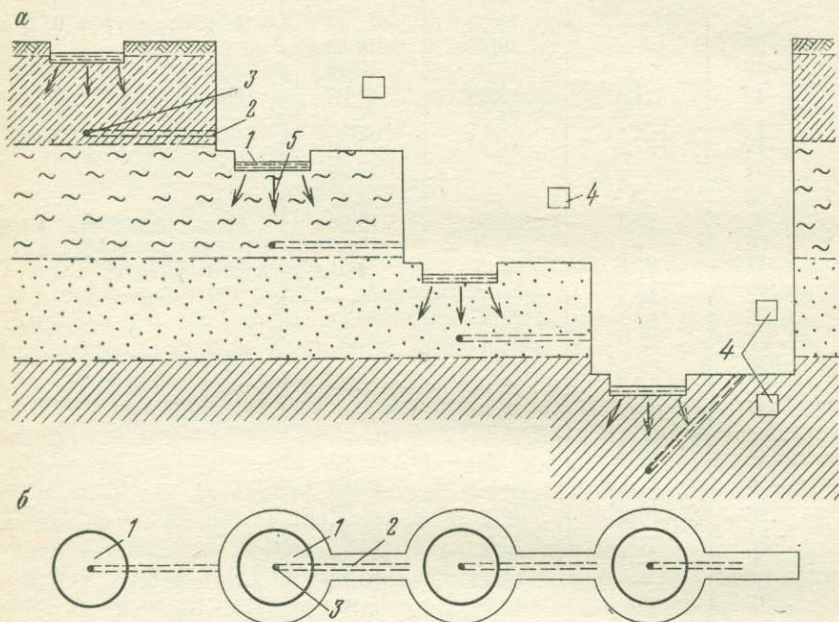


Рис. 45. Принципиальная схема размещения датчиков температуры при полойном изучении фильтрационных свойств пород зоны аэрации (Фролов, 1976).

*a* — разрез; *b* — план; 1 — зумпф для воды; 2 — шпур для датчика температуры; 3 — датчик температуры; 4 — место отбора образца для определения водно- и теплофизических свойств пород; 5 — направление движения водно-теплового индикатора

свидетельствовало о насыщении пород в указанном интервале, вода в шурфе была резко охлаждена до 16—20° С (в шурф был засыпан раздробленный на мелкие куски естественный лед). Как только граница раздела между теплой и холодной водой дошла до нижнего датчика (19 ч 57 мин), опыт был прекращен.

Фактические затраты времени на проведение экспресс-опыта приведены ниже (состав отряда 2 человека — инженер и рабочий).

1. Подготовительные работы:

- |   |   |        |
|---|---|--------|
| <ul style="list-style-type: none"> <li>шурф глубиной 0,50 м и зумпф 0,25 м (диаметр 0,50 м);</li> <li>два шпура глубиной 1,7 и 2,0 м;</li> <li>установка датчиков температуры;</li> <li>наблюдения за фоном температуры.</li> </ul> | } | 50 мин |
|---|---|--------|

2. Опыт:	
налив воды;	
наблюдения за режимом температуры воды в зумпфе (ртутный термометр) и пород в зоне аэрации (терморезисторы марки ММТ-4 и мост сопротивления марки МО-62);	} 2 ч 10 мин
3. Ликвидация:	
извлечение терморезисторов;	} 30 мин
засыпка шурфов	
Всего	
	3 ч 30 мин

Дополнительного учета требует доставка воды (260 л). Литологический состав пород — суглинки (0,5 м), ниже — пески.

В процессе экспресс-опыта, продолжавшегося 3,5 ч (с подготовительными работами и ликвидацией), получены значения действительной скорости двумя методами для двух интервалов (табл. 23).

Скорость фильтрации вычислена путем умножения действительной скорости на 0,11, величину активной пористости, полученную на смежном участке для изучаемых пород в процессе комплексного опыта. Для сопоставимости данных все значения приведены к одной температуре (18° С).

Рассмотрим результаты экспресс-опыта, проведенного на полях станции Ново-Платнировка Краснодарского края, сложенных мощной толщей чернозема (до 2 м), подстилаемой суглинками с вертикальными ходами землероев. Здесь датчики температуры были установлены на глубинах 2,56 и 3,36 м (0,56 м 1,36 м ниже дна шурфа) в шпурах, пробитых под шурф с наклоном в 45°. Опыт в этом случае продолжался уже 11 ч, что объясняется не только ухудшением фильтрационных свойств пород (на порядок), но и увеличением глубины исследования ниже дна шурфа (1,36 м вместо 0,95 м на участке Рикантай 3). Результаты наблюдений за режимом температуры воды в шурфе и пород в зоне аэрации (рис. 46) позволяют, как и в первом случае, оценить действительную скорость и скорость фильтрации двумя способами для двух интервалов (табл. 24).

Коротко разберем методику расчета параметров в этом случае. Для определения действительной скорости по времени наступления средней температуры необходимо вначале определить само значение средней температуры. Сначала определяем среднюю температуру в интервале 2,00—2,56 м приблизительно как среднюю между температурой воды в шурфе в момент пуска воды (6 ч 00 мин) и фоновой температурой на глубине 2,56 м. Это составит 15,8° С. Приблизительно такая температура на нижней границе изучаемого слоя (2,56 м) должна наступить примерно в 7 ч 40 мин. Затем уже более точно определяем среднюю температуру воды с момента ее пуска в шурф до момента наступления средней температуры на глубине 2,56 м (т. е. с 6 ч до 7 ч 40 мин), которая составит 20,90°. Фоновая температура на глубине 2,56 м равна

10,73° С. Тогда точное значение средней температуры в интервале 2,00—2,56 м составит 15,81° С, а точное время ее наступления на нижней границе — 7 ч 39 мин.

Подставляя расстояние между двумя датчиками температуры (0,56 м) и время, за которое наступила средняя температура на нижней границе (1 ч 39 мин) в формулу (IV.56), получим

$$v_{dt=16^{\circ}\text{C}} = \frac{x_{\text{ср}}}{c_{0\rho_0}\tau_{\text{ср}}} = \frac{56 \cdot 0,61^*}{1 \cdot 1,99 \cdot 60} = 4,97 \text{ м/сут.} \quad (\text{IV.61})$$

После этого приводим полученное значение действительной скорости к температуре 18° С по формуле (VI.1)

$$v_{dt=18^{\circ}\text{C}} = \frac{4,97 \cdot 1,68}{1,60} = 5,22 \text{ м/сут.} \quad (\text{IV.62})$$

Аналогичным образом поступаем и при оценке  $v_d$  в интервале 2,56—3,36 м и получаем соответственно среднюю температуру 12,62° С, время ее наступления 8 ч 43 мин,  $v_d$  при  $t = 13^{\circ}\text{C}$  (фактическая температура в интервале исследования), равную  $7,48 \cdot 0,61 = 4,56$  м/сут, а  $v_d$  при  $t = 18^{\circ}\text{C}$  равную  $8,53 \cdot 0,61 = 5,20$  м/сут.

Для определения  $v_d$  вторым способом по формуле (IV.59) необходимо резко изменить температуру запускаемой воды в направлении, противоположном естественному ходу температуры воды под влиянием суточного хода температуры воздуха. Поскольку температура заливаемой в шурф воды была выше температуры

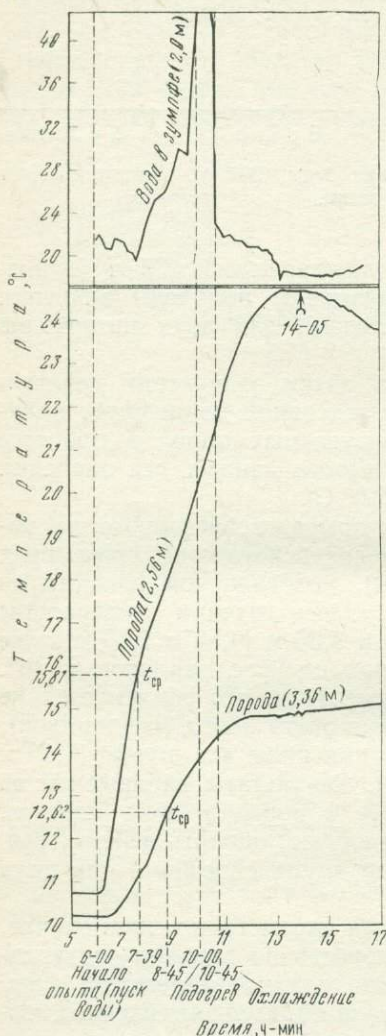


Рис. 46. Режим температуры воды и пород в процессе экспресс-опыта на участке Ново-Платнировка 2 Краснодарского края 29/VI 1974 г. (Фролов, 1976)

\* Удельная теплоемкость пород и их плотность определены в лаборатории «Фундаментпроект» Г. М. Фельдманом по образцам, отобраным нами ниже дна шурфа, в который проводился налив.

Результаты оценки фильтрационных параметров в зоне аэрации на участке Ново-Платнировка 2 в процессе гидрогеотермического экспресс-опыта (29/VI 1974 г.)

Параметр	Метод	Интервал, м	
		2,00—2,56	2,56—3,36
Действительная скорость (при $t = 18^\circ \text{C}$ ), м/сут	По формуле (IV.56) при $c \rho = 0,61$	5,22	5,20
	По формуле (IV.59)	3,76	—
	Средняя	4,49	—
Скорость фильтрации (коэффициент фильтрации; при $\mu_{\text{акт}} = 0,28$ и $t = 18^\circ \text{C}$ ), м/сут		1,26	1,46

Для второго интервала по формуле (IV.59) оценить  $v_d$  не удалось, так как за время опыта к глубине 3,36 м не дошла граница раздела сред с различной температурой. Величина активной пористости принимается по аналогии с участком Ново-Платнировка 1.

пород ниже дна шурфа (а холодной водой в конкретном случае исследователи не располагали), то было принято решение сначала поднять температуру пород теплой водой (нагреть воду в бочке проще, чем охладить), а затем опять пустить воду нормальной температуры. Температура заливаемой воды была доведена до  $40^\circ \text{C}$  и в 10 ч запущена на смену воде с температурой  $20\text{—}25^\circ \text{C}$  (без осушения дна шурфа). Уже через 45 мин температура пород на глубине 2,56 м достигала  $21,52^\circ \text{C}$  и подача подогретой воды была резко прекращена, стала подаваться опять обычная вода с температурой  $21\text{—}22^\circ \text{C}$ . Как и ожидалось, ранее поступившая в дно шурфа теплая вода продолжала нагревать породы на глубине 2,56 м и успела довести их температуру до  $24,66^\circ \text{C}$  (от 13 ч 45 мин до 14 ч), когда туда в 14 ч 05 мин, наконец, дошла более холодная волна. Согласно формуле (IV.59)

$$v_{d,t=21^\circ \text{C}} = \frac{2,56 - 2,0}{14 \text{ ч } 05 \text{ мин} - 10 \text{ ч } 45 \text{ мин}} = 4,03 \text{ м/сут.} \quad (\text{IV.63})$$

Приведя полученное значение к температуре  $18^\circ \text{C}$ , получим  $v_{d,t=18^\circ \text{C}} = 3,76 \text{ м/сут.}$

Поскольку на глубине 3,36 м температура пород оказалась почти на  $10^\circ \text{C}$  ниже температуры заливаемой в шурф воды, то, естественно, оценить  $v_d$  вторым способом не удалось. Технически это можно преодолеть. Достаточно было заливаемую воду охладить льдом до  $4\text{—}6^\circ \text{C}$ . Однако в этом не было острой необходимости, поскольку значение  $v_d$  уже было получено для обоих интервалов первым способом по формуле (IV.56).

Комплексные опыты (определение действительной скорости, скорости фильтрации и активной пористости пород) дают более полную информацию об изучаемых породах, но требуют и больших затрат времени на их проведение, что определяется необходимостью получения основного исходного параметра в этом случае — величины гармонического изменения температуры воды на верхней границе и породы — на нижней. Таким минимальным периодом будут сутки, которые одновременно являются и минимальной продолжительностью комплексного опыта.

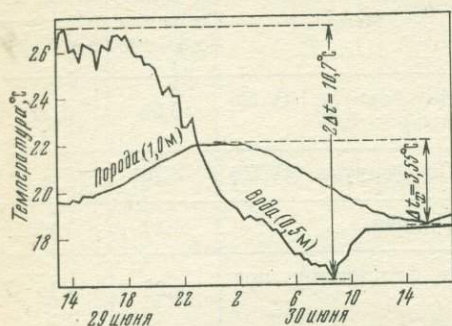


Рис. 47. Режим температуры воды и пород в процессе комплексного опыта на участке Добрино 1 Калужской области (Н. М. Фролов, В. Н. Шкатулкин, 1977 г.)

На участке Добрино 1 (Калужская область) после определения величины изменения температуры воды в шурфе ( $2\Delta t = 10,7^\circ \text{C}$ ) и пород на

глубине 1,0 м ( $\Delta t_x = 3,55^\circ \text{C}$ ) была оценена величина коэффициента затухания (0,022) в интервале 0,5—1,0 м (рис. 47) по формуле (IV.58), а затем по графику (см. рис. 44) или путем подбора в формуле (IV.57) получена величина скорости фильтрации

На участке Добрино 1 (Калужская область) после определения величины изменения температуры воды в шурфе ( $2\Delta t = 10,7^\circ \text{C}$ ) и пород на

$$K_2 = 0,022 = \sqrt[3]{\sqrt{\frac{v^* \cdot 0,34}{2 \cdot 2,72 \cdot 10^{-3}} \cdot 4} + \left(\frac{3,14}{3,94 \cdot 86,4}\right)^2} + \frac{\sqrt{\frac{v^* \cdot 0,34}{2 \cdot 2,72 \cdot 10^{-3}}}}{2} - \frac{v^* \cdot 0,34}{2 \cdot 2,72 \cdot 10^{-3}} \quad (\text{IV.64})$$

Действительная скорость фильтрации была определена на том же участке по скорости передвижения границы раздела и составила 3,04 м/сут, в связи с чем активная пористость пород в интервале 0,5—1,0 м равна 0,14.

Скорость фильтрации, оцениваемая гидрогеотермическими методами, оказывается в пять-шесть раз меньше по сравнению с данными, получаемыми по методу Нестерова на вторые сутки и примерно в два раза меньше при увеличении продолжительности опыта Нестерова до пяти суток и более (табл. 25).

В заключение отметим, что при определении действительной скорости двумя гидрогеотермическими методами представляется возможность оценить также послойно величину  $c_p$  (табл. 26).

\*  $v_{t=18^\circ \text{C}}^* = 5,3 \cdot 10^{-4} \text{ см/с} = 0,43 \text{ м/сут.}$

Результаты комплексного изучения фильтрационных свойств пород зоны аэрации на участке Ново-Платнировка 1 (Фролов, 27—29/VI 1974 г.)

Параметр	Метод	Интервал исследования, м		
		1,95—2,40 ( $\sigma\rho=0,61$ ) *	2,40—2,96 ( $\sigma\rho=0,64$ ) *	
Действительная скорость ( $t = 18^\circ \text{C}$ ), м/сут	По скорости наступления $t_{\text{ср}}$	1,2	1,0	
	По скорости передвижения границы раздела сред с различной температурой	1,6	—	
	Средняя	1,4	—	
Скорость фильтрации (коэффициент фильтрации), м/сут	Нестерова 1971 ККГЭ	На пятые сутки	0,7	
		С понижающим коэффициентом (0,3)	0,2	
	1974 ВСЕГИНГЕО	На вторые сутки	1,7	
		С понижающим коэффициентом (0,3)	0,5	
	Фролова	Полулогарифмический график ( $a = 3,34 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ ; $\lambda = 2,03 \cdot 10^{-3}$ ) *	0,4	—
		$v_{\text{д}} \cdot \mu_{\text{акт}}$	—	0,3
Активная пористость	Расчетом ( $v/v_{\text{д}}$ )	0,3	—	

\* Данные лабораторных определений Г. М. Фельдмана (5/VIII — 1974).

Оценка величины  $\sigma\rho$  по данным комплексного опыта на участке Рикантай 1 при  $t = 18^\circ \text{C}$  (Фролов, 1976)

Интервал исследований, м	$v_{\text{д}}^{\text{I}}$ , м/сут (первый способ)	$v_{\text{д}}^{\text{II}}$ , м/сут (второй способ)	$\sigma\rho = v_{\text{д}}^{\text{I}}/v_{\text{д}}^{\text{II}}$
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

Оценка величины расхождений в определениях  $\bar{c}$  лабораторным и расчетным способами на участке Ново-Платнировка 1 (Фролов, 1976)

Интервал исследований, м	Значение $\bar{c}$		Превышение расчетных данных над лабораторными, %
	расчетное	по лабораторным данным	
1,95—2,40	0,70	0,61	15
2,40—2,96	0,80	0,64	20

Сравнение с результатами определения величины  $\bar{c}$  в лаборатории показывает, что расхождения могут достигать 15—20% (табл. 27).

#### 4. ОЦЕНКА СКОРОСТИ ФИЛЬТРАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Особенности оценки скорости фильтрации подземных вод определяются литологическим составом водовмещающих пород (слабопроницаемые однородные или слоистые пласты, хорошо проницаемые пласты — водоносные горизонты), условиями залегания водоносного горизонта (горизонтальный пласт, наклонный), а также граничными условиями (водоносный пласт, ограниченный водоупорами; водоносный пласт, ограниченный слабо проницаемыми породами). Исходя из принятой ранее модели (см. гл. II), мы считаем, что в слабопроницаемых породах, разделяющих водоносные горизонты, вода движется преимущественно в вертикальном направлении, а в водоносных горизонтах — по пласту (горизонтально или наклонно).

#### *Вертикальная скорость фильтрации*

Движение подземных вод в вертикальном направлении характерно преимущественно для слабо проницаемых толщ, разделяющих водоносные горизонты. Оценка вертикальной скорости через «водоупоры» имеет чрезвычайно важное значение в решении так называемой проблемы перетекания между водоносными горизонтами. Определять скорость перетекания через водоупоры по геотермическим данным впервые было предложено сравнительно недавно (Bredhoeft, Papadopoulos, 1965). В настоящее время этот метод широко применяется гидрогеологами, так как оценить вертикальную скорость фильтрации через водоупоры другими методами трудно. Однако при использовании метода часто допускаются грубые ошибки, в числе которых следующие:

— решение, полученное для однородной модели, применяется при неоднородных (в разрезе) теплофизических свойствах горных пород;

— решение нередко применяется для оценки скорости перетекания через водоупоры, находящиеся в зоне годовых переменных температур, где форму термограммы, характерную для перетекания, могут обуславливать 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 температуры в которых, как правило, не выше  $\pm 0,5^\circ \text{C}$  (из-за низкой точности тарировки термометров 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 которые 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.).

При использовании описываемого метода Н. М. Фроловым (1976) было предложено предварительно проводить в намеченной к изучению скважине цикл наблюдений за режимом температуры по всему стволу в течение как минимум годового полупериода. Данные об изменении температуры во времени по стволу скважины позволяют:

— установить характер геотемпературного режима (установившийся, неуставившийся);

— 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:

$$\frac{\partial^2 t}{\partial z^2} - \frac{c\rho v}{\lambda} \frac{\partial t}{\partial z} = 0. \quad (\text{IV.65})$$

Решение этого уравнения получено при следующих граничных условиях:

$$t = t_0, \text{ при } z = 0;$$

$$t = t_L, \text{ при } z = L;$$

где  $t_0$ ,  $t_z$ ,  $t_L$  — температура соответственно в верхней, средней и нижней частях водоупора;

$z$  — расстояние между верхней и средней точками замера температуры;

$L$  — расстояние между верхней и нижней точками.

Полученное решение имеет вид

$$\frac{t_z - t_0}{t_L - t_0} = f(\beta, z/L), \quad (IV.66)$$

где

$$\beta = \frac{vcpL}{\lambda}. \quad (IV.67)$$

Функция  $f(\beta z/L)$  авторами метода (Bredhoeft, Papadopoulos, 1965) табулирована на ЭВМ и составлен график (рис. 48).

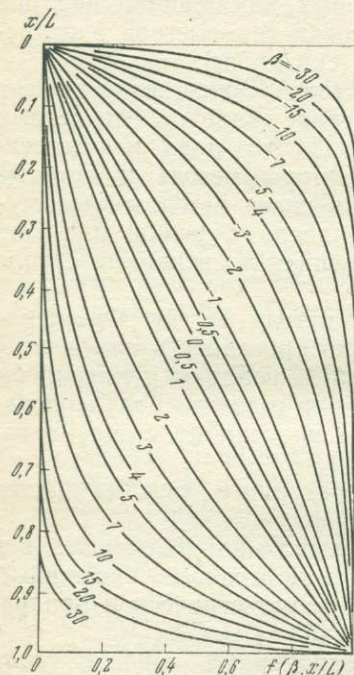


Рис. 48. График функции  $\beta$  и  $z/L$   $f(\beta, z/L)$  (Bredhoeft, Papadopoulos, 1965)

Для оценки скорости перетекания ( $v$ ) по данным прецизионных измерений температуры в пределах водоупора находят величину  $\beta$  по указанному графику зависимости  $\beta$  от  $f(\beta, z/L)$  и  $z/L$ . Если замеры температуры выполняются через равные интервалы глубин, т. е. когда  $z/L = 0,5$ , скорость перетекания определяется по следующей формуле (Лялько, Митник, 1970):

$$v = \frac{2\lambda}{zcp} \left( 1 - 2 \frac{t_z - t_0}{t_L - t_0} \right). \quad (IV.68)$$

Расчеты показали, что применение этой формулы ведет к дополнительной погрешности порядка 5%.

Если не происходит отжим поровых вод в слабо проницаемом пласте и известны напоры в ограничивающих его водоносных горизонтах, то, определив скорость вертикальной фильтрации по формуле Дарси, дополнительно можно найти величину коэффициента фильтрации пласта. Причем даже

небольшие погрешности в определении температуры могут вызвать значительные ошибки в определении скорости.

Для определения ошибки, вносимой погрешностью термометра, воспользуемся формулой (IV.68). Величина относительной ошибки определения скорости вертикальной фильтрации равна

$$\delta_v = \frac{2\varepsilon_T (\Delta t_{кд} + \Delta t_{кв})}{\Delta t_{кд} (\Delta t_{кд} - \Delta t_{кв})} \cdot 100\%; \quad (IV.69)$$

$$\Delta t_{кд} = t_{кд} - t_1 = \frac{1}{2} (t_2 - t_1); \quad \Delta t_{кв} = t_{кв} - t_1,$$

где  $\varepsilon_T$  — абсолютная погрешность термометра;

$t_1$  и  $t_2$  — температура на координате  $z_1$  и  $z_2$ ;  
 $t_{кд}$  и  $t_{кв}$  — температура на координате  $z = \frac{z_1 + z_2}{2}$  при кондуктивном и конвективном теплопереносе соответственно.

Как видно из формулы (IV.69), величина погрешности определения скорости прямо пропорциональна ошибке термометра и тем больше, чем меньше разница между  $\Delta t_{кд}$  и  $\Delta t_{кв}$ , т. е. чем меньше скорость фильтрации. Используя выражения (IV.68) и (IV.69), запишем

$$\delta_v = \frac{2\epsilon_T}{\Delta t_{кд}} \times \left( \frac{4}{\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z - z_1)} - 1 \right). \quad (IV.70)$$

Для оценки влияния различных факторов на погрешность определения по уравнению (IV.70) построена номограмма (рис. 49), которая состоит из двух графиков с одной общей осью координат. Верхний график представляет собой зависимость

$$\delta_v = f \left[ \frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_2 - z_1) \right]$$

при  $\epsilon_T = 0,01^\circ \text{C}$  и различных значениях  $\Delta t_{кд} = t_{кд} - t_1 = (z - z_1) \cdot \text{grad } t$ . Нижний график представляет зависимость  $\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z - z_1)$  от скорости фильтрации  $v$  при различных  $\frac{z - z_1}{\lambda_1}$ . Из номограммы видно, что с ростом  $z - z_1$  градиента температуры и скорости фильтрации погрешность резко падает. Увеличение коэффициента теплопроводности влечет увеличение погрешности. При значениях комплекса  $\frac{\rho c v}{\lambda_1} (z - z_1) < 0,2$  кривая погрешности резко поднимается. Если фактическая погрешность термометра  $\epsilon_{Тф}$  отличается от  $0,01^\circ \text{C}$ , то величину, найденную по номограмме (см. рис. 49), нужно умножить на коэффициент  $\frac{\epsilon_{Тф}}{\epsilon_T}$ .

Учитывая, что с уменьшением расстояния между точками замера температуры погрешность увеличивается, найдем величину  $z - z_1$ , задавая допустимой погрешностью определения скорости.

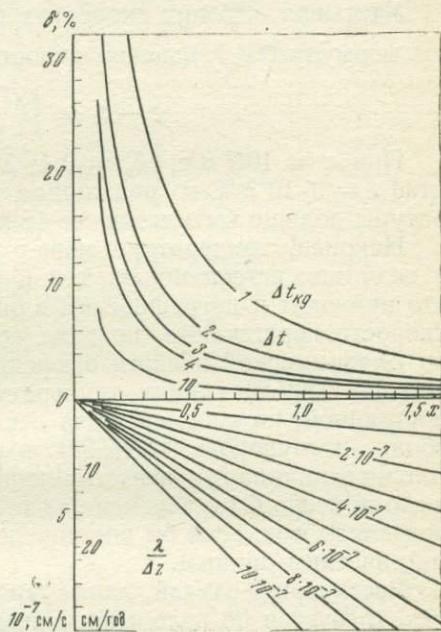


Рис. 49. Влияние теплофизических свойств пласта и величины скорости фильтрации на ошибку определения скорости вертикальной фильтрации. Составил М. М. Митник

Решая уравнение (IV.70) относительно  $z - z_1$  с учетом того, что  $\Delta t_{\text{кд}} = (z - z_1) \text{ grad } t$ , получим (Лялько, Митник, 1975)

$$z - z_1 = C \left( 1 + \sqrt{1 + \frac{8\lambda}{\rho c v C}} \right), \quad (\text{IV.71})$$

где

$$C = \frac{\varepsilon_T}{\delta_v \text{ grad } t}.$$

Учитывая, что при скоростях  $v < 10^{-8}$  м/с параметр  $\frac{8\lambda}{\rho c v C} \gg 1$ , формулу (IV.71) можно упростить

$$z - z_1 \approx \sqrt{\frac{8\lambda \varepsilon_T}{\rho c v \delta_v \text{ grad } t}}. \quad (\text{IV.72})$$

При  $v = 10^{-9}$  м/с;  $\delta_v = 0,4$ ;  $\lambda = 1,26$  Вт/м °С;  $\varepsilon_T = 0,01$  °С;  $\text{grad } t = 3 \cdot 10^{-2}$  °С/м расстояние между точками замера температуры должно быть не менее 45 м.

Наконец, температура может изменяться в самой скважине в силу как естественных, так и ряда искусственных факторов, что приводит к погрешностям в определении не только величины скорости перетекания, но даже ее направления. Так, в скв. 071 во Владимирской области в юрских (18,8—45,6 м) и карбоновых (119,4—132,2 м) глинах температура в течение 18 ч оставалась постоянной, но уже через два месяца она изменилась в пределах обоих «водоупоров» (табл. 28), в результате чего изменилась не только величина градиента температуры, но и форма термограммы, а это привело бы к перемене даже знака в направлении движения подземных вод, если бы оно определялось в этом случае по термометрическим данным.

Рассмотрим случай, когда кроме трех замеров температуры (что требуется по изложенной выше методике), есть возможность оценить величину молекулярного теплового потока. Если скорость вертикальной фильтрации в слабопроницаемом пласте равна нулю, перенос тепла осуществляется только теплопроводностью. Температура зависит от глубины и термограмма может быть описана уравнением:

$$t_{\text{кд}} - t_1 = \frac{q}{\lambda_1} (z - z_1), \quad (\text{IV.73})$$

где  $t_{\text{кд}}$  — температура, обусловленная механизмом теплопроводности (кондукции) в точке  $z$ ;

$t_1$  — температура в точке  $z_1$ .

Если же скорость вертикальной фильтрации не равна нулю, то уравнение (IV.65) при условии, что температура и молекулярный поток измерены в одной точке ( $z_1 = z_2$ ), может быть решено в виде

$$t_{\text{кв}} - t_1 = \frac{q_1}{\rho \lambda_1} [e^{\rho(z-z_1)} - 1], \quad (\text{IV.74})$$

где  $t_{\text{кв}}$  — температура на координате  $z$  при наличии фильтрации.

Режим температуры в скв. 071 с. Костырево, Владимирской области  
(Н. М. Фролов, В. Н. Шкатункин, А. П. Герасимов, А. В. Долгов)

Глубина, м	Литология	Температура, °С		Изменения температуры, °С	
		7-8/VI 1977	9/VIII 1977	за 18 ч	за 2 мес.
5,0	Песок	5,66	8,09	0,28	2,43
10,0	Песчаник	6,53	6,75	0,06	0,22
20,0	Глина	7,26	7,22	0,00	0,02
37,5		7,27	7,27	0,00	0,00
45,0		7,33	7,29	0,02	0,04
50,0	Доломит	7,40	7,29	0,05	0,11
75,0		7,58	7,44	0,01	0,14
100,0		7,63	7,45	0,01	0,18
125,0	Глина	7,85	7,75	0,00	0,10
150,0	Доломит	8,24	8,08	0,03	0,16

Разделив уравнение (IV.74) на (IV.73), получим (Лялько, Митник, 1968, 1970):

$$\frac{t_{\text{кв}} - t_1}{t_{\text{кд}} - t_1} = \frac{e^{p(z-z_1)}}{p(z-z_1)}. \quad (\text{IV.75})$$

Можно построить график  $\frac{t_{\text{кв}} - t_1}{t_{\text{кд}} - t_1} = f [p(z - z_1)]$ , который позволяет по замеру температуры  $t_1$  и молекулярного теплового потока в точке  $z_1$ , температуры  $t_{\text{кв}}$ , измеренной в точке  $z$ , найти параметр  $p(z - z_1)$ , а следовательно, и величину скорости фильтрации, так как  $p = \frac{\rho c v}{\lambda_1}$ . Однако, как уже говорилось, для определения  $(t_{\text{кд}} - t_1)$  по формуле (IV.73) необходимо знать величину  $q$ , а приборы, непосредственно измеряющие величину молекулярного теплового потока, недостаточно совершенны. Определение градиента температур с помощью конечно-разностной замены производной может привести к заметным погрешностям.

Рассмотренные способы определения вертикальной скорости фильтрации по геотермическим данным исходят из условия однородности слабо проницаемой толщи, что в действительности встречается крайне редко. Обычно слабо проницаемая толща представляет собой переслаивание различных пород с различными теплофизическими свойствами, ввиду чего был предложен способ,

учитывающий это (Митник, 1972). В этом случае замеры температуры, с помощью которых определяется скорость вертикальной фильтрации, должны выполняться через равные интервалы в смежных пластах. Пусть координаты  $z_1, z_2, z_3$  определяют точки замеров температуры  $t_1, t_2$  и  $t_3$  в смежных пластах с коэффициентами теплопроводности  $\lambda_1, \lambda_2$  и  $\lambda_3$  соответственно, которые граничат между собой в точках  $z_{r1}$  и  $z_{r2}$ . Обозначим температуру и молекулярный тепловой поток на координате  $z_{r1}$  через  $t_{r1}$  и  $q_1$ , а на координате  $z_{r2}$  через  $t_{r2}$  и  $q$ , температуру в точках  $z_1, z_2$  и  $z_3$  выразим через температуру и тепловой поток, определенные на границе между пластами с коэффициентами теплопроводности  $\lambda_2$  и  $\lambda_3$ , с помощью уравнения (IV.65)

$$t_1 = t_{r2} + \frac{q}{\rho cv} \left\{ \exp \left[ \frac{\rho cv}{\lambda_2} (z_{r1} - z_{r2}) + \frac{\rho cv}{\lambda_1} (z_1 - z_{r1}) \right] - 1 \right\}, \quad (IV.76)$$

$$t_2 = t_{r2} + \frac{q}{\rho cv} \left\{ \exp \left[ \frac{\rho cv}{\lambda_2} (z_2 - z_{r2}) \right] - 1 \right\}, \quad (IV.77)$$

$$t_3 = t_{r2} + \frac{q}{\rho cv} \left\{ \exp \left[ \frac{\rho cv}{\lambda_3} (z_3 - z_{r2}) \right] - 1 \right\}. \quad (IV.78)$$

Эти уравнения приводим к следующему виду:

$$\frac{t_3 - t_2}{t_2 - t_1} = \exp [X(1 + \alpha n - n)] \frac{\exp [X(\beta - \beta m + \alpha m)] - 1}{\exp [X(1 + \alpha n - n)] - 1}, \quad (IV.79)$$

где

$$X = \frac{\rho cv}{\lambda_1} (z_2 - z_1); \quad \alpha = \frac{\lambda_1}{\lambda_2}; \quad \beta = \frac{\lambda_1}{\lambda_3};$$

$$m = \frac{z_{r2} - z_2}{z_2 - z_1}; \quad n = \frac{z_2 - z_{r1}}{z_2 - z_1}. \quad (IV.80)$$

Обозначим  $X[1 + \alpha n - n] = Y$  и  $\frac{\beta - \beta m + \alpha m}{1 + \alpha n - n} = K$ , тогда уравнение (IV.79) можно записать:

$$\frac{t_3 - t_2}{t_2 - t_1} = e^Y \frac{e^{KY} - 1}{e^Y - 1}. \quad (IV.81)$$

Прологарифмировав это выражение, получаем

$$\ln \frac{t_3 - t_2}{t_2 - t_1} = Y + \ln \frac{e^{KY} - 1}{e^Y - 1}. \quad (IV.82)$$

График этого уравнения для значений  $K$  от 0,2 до 8 приведен на рис. 50. С помощью такого графика можно по величине  $\ln \frac{t_3 - t_2}{t_2 - t_1}$

и  $K$  найти значение  $Y$ , а следовательно, и скорость вертикальной фильтрации

$$v = \frac{Y\lambda_1}{\rho c (1 + \alpha n - n)(z_2 - z_1)}. \quad (\text{IV.83})$$

Кроме того, уравнение (IV.82) можно решить методом последовательных приближений.

В качестве нулевого приближения принимаем

$$Y_0 = \ln \frac{t_3 - t_2}{t_2 - t_1}.$$

$$\ln \frac{T_2 - T_1}{T_2 - T_1}$$

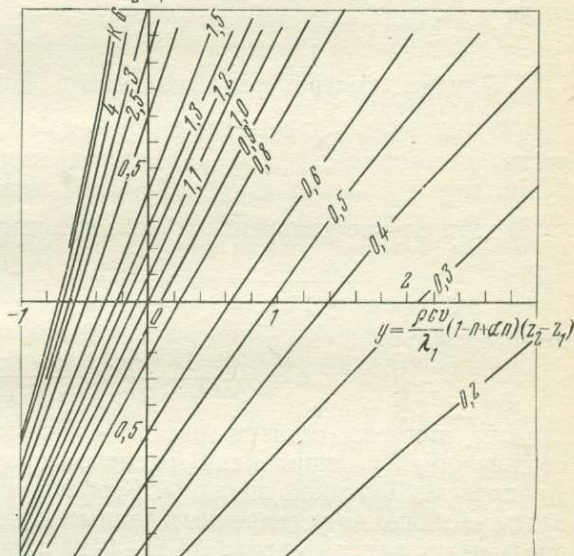


Рис. 50. График для определения скорости вертикальной фильтрации в слоистых пластах. Составил М. М. Митник

Полученное решение подставляем в уравнение (IV.82)

$$Y_{(1)} = Y_{(0)} - \ln \frac{e^{KY_{(0)}} - 1}{e^{Y_{(0)}} - 1}.$$

Если  $Y_{(1)}$  существенно отличается от  $Y_{(0)}$ , то операция повторяется

$$Y_{(2)} = Y_{(0)} - \ln \frac{e^{KY_{(1)}} - 1}{e^{Y_{(1)}} - 1}.$$

Этот процесс продолжается до тех пор, пока разница между двумя последующими значениями  $Y$  не достигнет допустимой величины.

Рассмотрим некоторые частные случаи.

1. Замеры температуры  $t_1$  и  $t_2$  выполнены в одном пласте:

$$\lambda_1 = \lambda_2; \quad z_2 - z_{r1} = z_2 - z_1; \quad \alpha = 1, \quad n = 1,$$

тогда

$$K = \beta(1 - m) + m. \quad (\text{IV.84})$$

2. Замеры температуры  $t_2$  и  $t_3$  выполнены в одном пласте:

$$z_{r2} - z_2 = z_2 - z_1; \quad m = 1,$$

тогда

$$K = \frac{\alpha}{1 + \alpha n - \alpha}. \quad (\text{IV.85})$$

3. Замер температуры  $t_2$  выполнен на границе пластов, в которых произведены замеры температуры  $t_1$  и  $t_3$ :

$$z_2 - z_{r1} = 0; \quad z_{r2} - z_2 = z_2 - z_1; \quad m = 1; \quad n = 0,$$

тогда

$$K = \alpha. \quad (\text{IV.86})$$

4. Замеры температуры выполнены в одном пласте:

$$\alpha = \beta = 1; \quad m = n = 1,$$

тогда

$$K = 1.$$

В этом случае уравнение (IV.82) принимает вид

$$\frac{t_3 - t_2}{t_2 - t_1} = \exp \left[ \frac{\rho c v}{\lambda} (z_2 - z_1) \right], \quad (\text{IV.87})$$

откуда следует

$$v = \frac{\lambda}{\rho c (z_2 - z_1)} \ln \frac{t_3 - t_2}{t_2 - t_1}. \quad (\text{IV.88})$$

Для примера сделаем расчет по термограмме, полученной по скважине Руновщинская 5, расположенной в центральной части Днепровско-Донецкой впадины. Коэффициенты теплопроводности взяты частично по усредненным данным для Днепровско-Донецкой впадины, а для интервала 1400—1410 м по керну:  $z_1 = 1400$  м,  $t_1 = 44,2^\circ \text{C}$ ,  $\lambda_1 = 6,8 \cdot 419$  мВт/м $^\circ\text{C}$ ;  $z_2 = 1500$  м;  $t_2 = 46,1^\circ \text{C}$ ,  $\lambda_2 = 4,6 \cdot 419$  мВт/м $^\circ\text{C}$ ;  $z_3 = 1600$  м,  $t_3 = 47,68^\circ \text{C}$ ,  $\lambda_3 = 5 \times 419$  мВт/м $^\circ\text{C}$ ;  $z_{r1} = 1410$ ,  $z_{r2} = 1520$ .

Рассматривая весь интервал как однородный с коэффициентом теплопроводности, равным усредненной величине, получим по формуле (IV.88) значение скорости вертикальной фильтрации, равное  $-0,9 \cdot 10^{-9}$  м/с. (Знак «—» означает, что скорость направлена вверх).

Если же учесть неоднородность интервала, то

$$\alpha = \frac{\lambda_1}{\lambda_2} = \frac{6,8}{4,6} = 1,89; \quad \beta = \frac{\lambda_1}{\lambda_3} = \frac{6,8}{5} = 1,36;$$

$$n = \frac{z_2 - z_{r1}}{z_2 - z_1} = 0,9; \quad m = \frac{z_{r2} - z_2}{z_2 - z_1} = 0,2;$$

$$K = \frac{\beta - \beta m + \alpha m}{1 + \alpha n - n} = 0,81.$$

По графику рис. 50 для  $K = 0,81$  и  $\ln \frac{t_3 - t_2}{t_2 - t_1} = -0,186$  получим  $Y = \frac{\rho c v}{\lambda_1} (z_2 - z_1) (1 + \alpha n - n) = 0,5$ . Тогда  $v = +1,9 \cdot 10^{-9}$  м/с.

Как видим, определение скорости вертикальной фильтрации по усредненным значениям теплопроводности, т. е. пренебрежение неоднородностью интервала, может привести не только к значительной ошибке определения величины скорости фильтрации, но порой не позволяет определить правильно даже направление движения воды. Это имеет значение для тех случаев, когда мощность пластов с различной теплопроводностью близка по размерам к расстоянию между точками замеров температуры. Для выяснения этого вопроса сделаем следующий расчет. Для разреза с пластами мощностью 10 м рассчитана термограмма при условии, что на отметке  $z = 0$ ;  $t = 30^\circ \text{C}$ ;  $q = 1,41,9$  Вт/м<sup>2</sup>. Скорость вертикальной фильтрации принята  $10^{-9}$  м/с (3,15 см/год). Затем по рассчитанным значениям температуры определена величина скорости при различных расстояниях между точками замеров температуры. Расхождение между заданной скоростью фильтрации и определенной по температурным данным увеличивается с уменьшением отношения расстояния между точками замеров температуры к мощности пропластков. Характер чередования и величины коэффициентов теплопроводности соответствуют разрезам, вскрытым скважинами Днепровско-Донецкой впадины: Старая Покровка 2 (колонка I) и Миролюбовская 9 (колонка II) (Кутас, Гордиенко, 1971).

Определение скорости фильтрации для колонки I выполнялось на  $z_2 = 1080$  м, для колонки II — на  $z_2 = 1090$  м. Интервал  $z_1 - z_3$  рассматривался как однородный с усредненным коэффициентом теплопроводности. Расчеты выполнялись для  $z_2 - z_1$ , равных 10—90 м. Мощность однородных пропластков принята постоянной — 10 м. Кроме основного расчета при  $v = 10^{-9}$  м/с, для колонки II выполнен расчет при  $v = 10^{-8}$  м/с. Результаты расчетов сведены в табл. 29. Как видим, увеличение отношения расстояния между точками замеров температуры к мощности однородного пропластка  $\frac{z_2 - z_1}{m}$  и увеличение скорости фильтрации ведет к уменьшению погрешности определения скорости фильтрации.

Если рассматриваемый интервал разбить на два однородных участка и воспользоваться формулами (IV.82) и (IV.86), то максимальная погрешность определения скорости уменьшается до 40—30%. Таким образом, в тех случаях, когда отношение расстояния между точками замеров температуры к мощности однородного пласта более 6, весь интервал  $z_1 - z_3$  можно рассматривать как однородный с усредненным значением коэффициента теплопроводности и для определения скорости фильтрации можно пользоваться формулой (IV.88).

Относительная ошибка определения скорости вертикальной фильтрации в зависимости от степени слоистости пласта

$\frac{z_2 - z_1}{m}$	Колонка I		Колонка II			
	$v_1 \cdot 10^{-9}$ , м/с	$\delta = \frac{v_1 - v}{v} 100\%$	$v_1 \cdot 10^{-9}$ , м/с	$\delta = \frac{v_1 - v}{v} 100\%$	$v_1 \cdot 10^{-8}$ , м/с	$\delta = \frac{v_1 - v}{v} 100\%$
1	9,7	870	5	400	0,75	25
2	2,15	115	6,7	570	1,5	500
3	2,5	150	5	400	1,2	20
4	2,8	180	3,7	270	1,06	6
5	1,6	60	3,2	220	1,09	3
6	1,35	35	2,8	180	1,04	4
7	0,8	20	2,9	190	1,1	10
8	1	0	1,8	80	1,01	1
9	—	—	1,48	48	0,94	6

Для определения скорости вертикальной фильтрации можно воспользоваться тем, что при горизонтальном залегании пластов, постоянной скорости вертикальной фильтрации и отсутствии источников тепла суммарный тепловой поток не изменяется с глубиной. Используя для пачки смежных однородных пластов выражение суммарного теплового потока (III.37), получим отношение кондуктивных составляющих теплового потока в различных пластах

$$\frac{q_n}{q_1} = \exp \left[ \rho c v \sum_{i=1}^n \frac{\Delta z_i}{\lambda_i} \right], \quad (\text{IV.89})$$

откуда величина скорости вертикальной фильтрации равна

$$v = \frac{\ln \frac{q_n}{q_1}}{\rho c \sum_{i=1}^n \frac{\Delta z_i}{\lambda_i}}, \quad (\text{IV.90})$$

где  $\Delta z_i$  и  $\lambda_i$  — мощность и коэффициент теплопроводности пластов, лежащих между точками определения молекулярного теплового потока в пластах  $1$  и  $n$ .

В тех случаях, когда выполнены определения молекулярного теплового потока и температуры в одной и той же точке, т. е.  $z_2 = z_1$ , уравнение (III.37) упрощается

$$q_{\text{сум}} = \rho c v t_1 - q_1. \quad (\text{IV.91})$$

Используя это уравнение, можно найти величину скорости вертикальной фильтрации по двум парам геотермических определений молекулярного теплового потока и температуры, выполненных в двух различных пластах, между которыми могут залегать горизонтальные пласты с неизвестными теплофизическими

свойствами. Записывая выражение суммарного теплового потока (IV.91) для двух пластов, получим

$$v = \frac{q_1 - q_2}{\rho c (t_1 - t_2)}. \quad (\text{IV.92})$$

Основным недостатком полученных формул (IV.90) и (IV.92) является необходимость определения кондуктивного теплового потока.

### Горизонтальная скорость фильтрации

Распределение температуры воды в горизонтальном водоносном пласте и теплового потока над ним в водоупорных породах зависит от коэффициента  $n$ , а следовательно, от скорости фильтрации (III.47) и (III.55). Из выражения (III.52) следует

$$n = \frac{1}{x} \ln \frac{t - t_p}{t_0 - t_p}. \quad (\text{IV.93})$$

Таким образом, коэффициент  $n$  может быть получен на основании непосредственных измерений  $t$ ,  $t_0$  и  $t_p$ . При этом температура измеряется на расстоянии  $x$ , а  $t_p$  — на расстоянии большем, чем  $x_p$ , ориентировочно определяемом по (III.53) от точки измерения  $t_0$ .

Из выражений (III.48) и (IV.93) можно непосредственно оценить значение скорости фильтрации жидкости в водоносном пласте

$$v_x = \frac{1}{\rho c} \left[ \frac{\lambda}{x} \ln \frac{t_0 - t_p}{t - t_p} - \frac{\lambda_1 x}{m \Delta z \ln \frac{t_0 - t_p}{t - t_p}} \right]. \quad (\text{IV.94})$$

Скорость фильтрации можно определить также по известным величинам тепловых потоков. Из уравнений (III.48) и (III.55) получим

$$v_x = \frac{1}{\rho c} \left[ \frac{\lambda}{x} \ln \frac{q_0 - q_1}{q - q_1} - \frac{\lambda_1 x}{m \Delta z \ln \frac{q_0 - q_1}{q - q_1}} \right]. \quad (\text{IV.95})$$

Предлагаемый способ определения величины скорости фильтрации воды в горизонтальном водоносном пласте представляет интерес особенно в тех случаях, когда неизвестны величины напоров. При известных напорах этот способ позволяет определить коэффициент фильтрации пласта.

Если горизонтальный водоносный горизонт ограничен слабо проницаемыми слоями, решая уравнение (III.56) относительно  $Q_1$  и учитывая, что скорость горизонтальной фильтрации равна  $v_x = \frac{Q}{m \Delta l}$ , где  $m$  — мощность водоносного пласта, можно полу-

$$v_x = \frac{\Delta S (q_{\text{сум } 1} - q_{\text{сум } 2} + \rho c v_2 t_2)}{m (t_1 - t_2) \rho c}. \quad (\text{IV.96})$$

Если известна разница напоров на участке длиной  $\Delta S$ , то с помощью формулы (IV.96) и уравнения Дарси можно найти коэффициент фильтрации водоносного пласта.

Необходимо подчеркнуть, что известный французский гидрогеолог Х. Шеллер (Schoeller, 1949), по-видимому, впервые провел обстоятельный анализ условий распределения температуры подземных вод в различных типовых геолого-гидрогеологических 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, по Шеллеру, следующий вид

$$v = \frac{\Delta x}{mhc_0\rho_0 \ln \left( \frac{t_0 - t_1}{t_B - t_1} \right)}, \quad (\text{IV.97})$$

где  $t_1 = t_{н.с} + q \frac{h}{\lambda}$ .

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 (Матвеев, 1963)

$$v = \frac{1,81d}{m(\tau_2 - \tau_1)} \lg \frac{t_1 - t_0}{t_2 - t_0}, \quad (\text{IV.98})$$

где  $t_0$  — температура вода в скважине до нагрева;

$t_1$  и  $t_2$  — температура воды после нагрева на моменты времени  $\tau_1$  и  $\tau_2$ ;

$d$  — диаметр скважины;

$m$  — множитель, изменяющийся от 0 до 4 в зависимости от проницаемости стенок фильтра. В идеально водопроницаемой скважине  $m = 2$ .

### **Скорость фильтрации в наклонном водоносном пласте**

В наклонном водоносном пласте (с небольшим углом) под горизонтальной поверхностью, скорость нисходящей фильтрации определяется из формулы (Schoeller, 1949)

$$v = \frac{q_{кд}x}{(t_B - t_{н.с}) mcp} - \frac{\lambda}{mc_0\rho_0 \operatorname{tg} \alpha}. \quad (\text{IV.99})$$

Для определения скорости фильтрации подземных вод в пределах наклонного водоносного пласта предложена также другая формула (Stallman, 1963)

$$v_x = \frac{\lambda (t_1 + t_3 - 2t_2)}{c_0\rho_0 \Delta z^2 \sin \alpha \left( \frac{t_1 - t_3}{\Delta z} \right)}, \quad (\text{IV.100})$$

где  $t_{1, 2, 3}$  — температура водоносного пласта вкrest простираия в точках 1, 2, 3;

$\Delta z$  — расстояние между точками замера температуры 2 и 3;

$\alpha$  — угол падения пласта.

Х. Шеллером (Schoeller, 1949) получен ряд решений и для других, более сложных условий (наклонный пласт с восходящим движением подземных вод под горизонтальной и наклонной поверхностями, наклонный пласт с нисходящим движением под наклонной поверхностью и др.).

В заключение отметим, что скорость фильтрации по термометрическим данным можно получить также расчетным путем, определив предварительно действительную скорость 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 движения 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. Способ был опробован нами на Волковской оросительной системе в Саратовском Заволжье. Для этого на первом участке в северо-восточном углу опытного котлована (для налива) были пробурены две скважины. Скважины оборудованы фильтрами. Расстояние между стенками скважин 41 см. В скв. 1, расположенную ближе к котловану, заливалась теплая вода, уровень 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, 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,

Т а б л и ц а 30

Гидрогеодинамические параметры (м/сут) на первом участке при  $t = 18^{\circ}\text{C}$

Параметры	Минимум	Максимум	Среднее
$v_d$	1,14	1,72	1,43
$v_{(\mu=0,3)}$	0,34	0,52	0,43

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 приведены к одной температуре (табл. 30).

#### 5. ПОСЛОЙНОЕ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗОВ

Как отмечалось выше, в пределах водоносных горизонтов преобладающим направлением движения подземных вод является горизонтальное (пластовое), а в пределах слабо проницаемых слоев или водоупоров — вертикальное. Большой интерес как с точки зрения изучения условий формирования подземных вод, так и с практических позиций представляет возможность расчленения артезианских бассейнов в разрезе по направлению и величине скорости фильтрации. Послойное гидрогеодинамическое расчленение разрезов можно рассматривать, беря за основу передвижение воды в вертикальном направлении, выделяя слой с различной скоростью фильтрации по вертикали в их пределах с одновременным указанием направления движения воды (вверх, вниз). Можно также производить гидрогеодинамическое расчленение разрезов, оценивая скорость передвижения воды в плане (по пласту). В этом случае водоносные горизонты будут расчленяться количественно по величине горизонтальной скорости фильтрации, а слабо проницаемые породы, в пределах которых преобладает вертикальное движение подземных вод, будут выделяться на разрезе отсутствием передвижения воды в плане.

#### *Вертикальное движение подземных вод*

Изучение закономерностей распределения вертикального движения подземных вод проводилось по 16 скважинам Днепровско-Донецкого артезианского бассейна (табл. 31), в 10 из которых измерения температуры проводились с точностью  $\pm 0,03^\circ \text{C}$  (Кутас и Гордиенко, 1971), а в 5 скважинах Шебелинской площади с точностью  $\pm 0,001\text{--}0,003^\circ \text{C}$  (Непримеров, Пудовкин, Марков, 1968).

С целью исключения влияния поверхностных факторов измерения в скважинах начинались с глубины 500 м. Кроме того, не рассматривалась часть разреза, представленная пластами соли, что обусловлено резкими колебаниями значений коэффициента теплопроводности по разрезу соленосных пород. Для каждой скважины в соответствии с литологическим разрезом была построена колонка коэффициентов теплопроводности, для чего использовались материалы трестов Укргеофизразведка, Черниговнефтегазразведка, Полтавнефтегазразведка и Харьковнефтегазразведка и данные по исследованию теплофизических свойств горных пород Р. И. Кутаса и В. В. Гордиенко (1969). Измерения

температуры проводились с интервалом 50—100 м, что обеспечивало величину относительной погрешности менее 30 ÷ 40%.

Расчеты скорости вертикальной фильтрации выполнялись в два этапа. На первом — по формуле (IV.88) с допущением постоянства коэффициента теплопроводности по мощности пласта, а на втором этапе скорость вычислялась по формуле (IV.83) и графику (см. рис. 50), учитывающих неоднородность теплофизических свойств пласта в разрезе.

Результаты расчетов (см. табл. 31) показывают, что пренебрежение слоистостью пластов и изменением коэффициента теплопроводности по вертикали может привести к значительным погрешностям в определении скоростей фильтрации. Анализ графиков указывает на сложность гидрогеодинамических условий на рассматриваемых глубинах. На каждом графике выделяются зоны постоянного направления скорости вертикальной фильтрации, нулевой скорости и зоны изменения направления скорости. В большинстве случаев зоны постоянного направления скорости приурочены к относительно однородным пластам или к толщам сложного чередования пород. Зоны изменения направления скорости соответствуют в большинстве случаев пластам песчаников, алевролитов, т. е., вероятно, породам, обладающим хорошими коллекторскими свойствами. В этом случае пласт — коллектор может действовать как участок питания или разгрузки для смежных по вертикали менее проницаемых пород. Иногда зона изменения направления скорости совпадает с толщиной глин, что может объясняться процессом отжима поровых растворов или набуханием глин.

Зоны нулевой скорости обычно совпадают с пластами глин, а зоны частого изменения направления скорости совпадают с участками переслаивания глин и песчаников. Так, например, в скважине Миролюбовская 9 в интервалах 520—560 м, 1520—1610 м, представленных глинами соответственно триаса и перми, отмечаются восходящие скорости в верхней части каждого пласта (около 5 см/год). В скважине Шевченко-Близнецы 302 в глинах пермского возраста, залегающих в интервале 1370—1450 м, также отмечаются направленные в разные стороны скорости фильтрации порядка 1 см/год. Это явление можно интерпретировать как процесс отжима поровых вод из глин. В то же время в интервале 960—1100 м в той же скважине в юре отмечаются скорости, направленные к одной точке, что можно, вероятно, объяснить процессом набухания глин при уменьшении нагрузки. Подобные процессы — процессы вертикального движения флюидов через слабо проницаемые пласты, процессы отжима поровых растворов из глинистых пластов — детально изучались И. Г. Киссиным (1967), Ю. В. Мухиным (1965) и др.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что величина и направление скорости вертикальной фильтрации, изменяясь в основном от 0 до  $6 \cdot 10^{-2}$  м/год и достигая в отдельных случаях

## Скорость вертикальной фильтрации

Глубина, м	Скважины								
	Чернухинская 7	Чижевская 9	Колонтаевская		Руновщинская		Верхне-ланная 51	352	200
			9	13	1	5			
500	3,2	0,6	—	0,8	—	—	—	—	—
550	—	—	—	—	—	—	—	3,5	—
600	3,6	1,1	0,16	-2,4	6,2	-5	-3,9	—	—
650	—	—	—	—	—	—	—	4,4	2,3
700	0,9	-4,4	1,4	-4,1	0	-3,8	0,9	8,1	-0,6
750	—	—	—	—	—	—	—	0	-0,9
800	0,3	-8,8	-0,6	-1	9,8	4,7	3,3	3	-2,3
850	—	—	—	—	—	—	—	—	10,2
900	-0,2	1,7	-8,6	5,2	-7	-1,8	-6	5,3	-2,6
950	—	—	—	—	—	—	—	8,8	-2,6
1000	-0,8	7,5	1,4	-1,35	-1,35	-2,7	—	0,4	-0,35
1050	—	—	—	—	—	—	—	5,7	1
1100	0,3	9,8	—	—	-8	-0,55	—	—	6,3
1150	—	—	0,9	—	—	—	-2,5	-3,3	—
1200	-2,7	-0,3	—	—	—	-2,8	-2,1	3,5	—
1250	—	—	—	—	—	—	-5	1,5	—
1300	-2,2	-3	0,2	—	—	-4,25	—	-4,9	—
1350	—	—	4,4	—	—	—	—	—	—
1400	3,1	0,52	2,3	—	—	—	—	—	—
1450	—	—	0,5	—	—	6,8	0,3	-2	—
1500	8,9	4,1	-5,6	—	—	-10,4	—	15,5	—
1550	—	1,8	8,8	—	—	-9,1	—	1,6	—
1600	-2,8	3,6	-3,2	0	—	15,2	9	1,1	—
1650	—	-18,8	-4,7	—	—	9,3	-16	-1,2	—
1700	-3,5	5	-2	3,9	—	0,2	2,2	—	—
1750	—	-3,1	-0,2	—	—	—	—	6,9	—
1800	2	—	6	-2	—	—	—	—	—
1850	—	—	-3,7	—	—	—	—	—	—
1900	-3,1	11,3	5,4	-3	—	—	—	—	—
1950	—	—	-14	—	—	—	—	—	—
2000	—	—	0	-3,1	—	-17	—	—	—
2050	—	—	23	—	—	17,4	—	—	—
2100	—	—	-9,5	2	—	0,24	—	—	—
2150	—	—	7,5	—	—	-22	—	—	—
2200	—	—	3,8	-0,9	—	12,6	—	—	—
2250	—	—	2,1	—	—	1,4	—	—	—
2300	—	—	-0,4	0,3	—	3,1	—	—	—
2350	—	—	-7,9	—	—	-7,8	—	—	—
2400	—	—	—	—	—	1,4	—	—	—
2550	—	—	—	—	—	—	—	-7,5	—
2700	—	—	—	—	—	—	-22,8	—	—
2750	—	—	—	—	—	—	0	—	—
2800	—	—	—	—	—	—	0,54	—	—

по геотермическим данным (10<sup>-2</sup>, м/год)

ны	Скважины						Средняя скорость		
	Шебелинская			Миролюбовская 9	Левенцовская	Шевченко-Близнецы 302	Волвенковская	вверх	вниз
	354	84	316						
—	—	-1,6	—	—	—	—	—	1,6	1,5
2	—	7,5	7	—	—	—	—	0	5
8,3	—	8,9	-1,6	-5	0	0,6	—	3,6	3,6
-6,3	—	4,7	-2,3	—	—	—	—	4,3	3,8
8,7	—	-8,5	2,5	4,1	4,2	1	—	4,2	3,3
-2,3	—	-0,95	0,3	—	—	—	—	1,4	0,3
4,1	—	-3,8	—	—	—	—	—	3,6	4,0
1,9	—	6,9	0,2	2,8	-1,3	-7,8	—	3,8	4,4
-5,7	—	-1,9	3,2	14,1	0	10,1	-3,8	4,2	5,7
-3,2	—	-6	-4,8	-1,4	-4,8	—	—	3,8	5,3
1,3	—	-4	-1	3,7	4	0,4	1,9	2,0	2,4
1,3	—	-0,6	0	-9,2	-4,2	—	—	5,2	1,1
0	—	-3,3	4,2	1,1	—	-1,7	19	3,1	5,8
-1	—	-8,8	0	1,1	—	—	22	3,9	6,0
-2,1	—	-2,6	10	1,1	—	-1,6	-5	2,4	4,9
1,3	—	11	-6,5	1,8	—	—	-9,5	7,0	3,9
7,5	—	5,6	-1,2	-0,6	—	-0,7	6,3	2,4	4,9
-3,5	—	3,1	-6	-0,9	—	-1,8	-5,7	3,6	3,7
0,5	—	-8,1	-0,2	2,4	—	-1,8	—	3,0	2,3
-9,5	—	-4,8	-1,8	-2,6	—	0,9	—	4,7	0,7
—	—	2,6	-5,7	-0,5	—	27,4	—	5,5	14,6
—	—	-0,5	1,9	1,4	—	-15,1	—	8,2	3,1
2,6	—	1,2	—	1	—	-2,8	—	2,9	4,6
6,6	—	2,2	—	-5	—	2,5	—	7,6	4,6
—	—	—	—	9	—	-2,2	—	2,6	3,9
—	—	—	—	-17	—	1,5	—	6,8	4,5
—	—	—	—	14	—	5	—	2,0	6,7
—	—	—	—	-1,3	—	0,5	—	2,5	0,5
—	—	—	—	-1,5	—	0	—	2,5	5,5
—	—	—	—	0,5	—	-5,5	—	9,7	0,5
—	—	—	—	-6	—	1,3	—	6,5	1,3
0	-4,7	—	-3	-1,3	—	-1,3	—	3,0	13,5
-0,75	-0,3	—	-1,5	6,3	—	6,3	—	3,0	2,8
-0,85	-4	—	12,3	0	—	0	—	9,0	6,6
1,2	0	—	-17	-3,5	—	-3,5	—	7,1	4,4
2,6	0	—	-2	—	—	—	—	2,0	1,5
-8,8	-4	—	-2,2	—	—	—	—	3,8	1,7
9,1	0	—	—	—	—	—	—	7,8	4,5
-5,25	—	—	—	—	—	—	—	5,2	1,4
—	—	—	—	—	—	—	—	7,5	—
—	—	—	—	—	—	—	—	22,8	—
—	—	—	—	—	—	—	—	0	0
—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5
Средняя скорость фильтрации								4,6	3,9

$27 \cdot 10^{-2}$  м/год, находятся в сложной зависимости от комплекса геолого-гидрогеологических факторов (см. табл. 31). Любопытно, что сквозного вертикального движения воды в одном направлении через исследуемую осадочную толщу не обнаружено. Полученные данные позволяют выделить лишь зоны преимущественного направления вертикального движения.

В пределах рассмотренного разреза зоны восходящего и нисходящего движения чередуются, разделяясь обычно участками пород с улучшенными коллекторскими свойствами, или участками, где можно допустить процессы отжима или набухания глин. Например, в скважине Руновщинская 5 отмечается зона восходящего движения подземных вод в интервале 500—1600 м со скоростью фильтрации  $(2-10) \cdot 10^{-2}$  м/год, которая прерывается участками нисходящего движения в интервалах 750—850 м и 1350—1450 м. В интервалах 2020—2120 и 2180—2320 м отмечается нисходящее движение со скоростью фильтрации  $(5-7) \cdot 10^{-2}$  м/год. В скважине Шебелинская-84 в интервале 550—700 м имеет место нисходящее движение ( $v = (5-7) \cdot 10^{-2}$  м/год), в интервале 700—1230 м восходящее движение ( $v = (1-10) \cdot 10^{-2}$  м/год), в интервале 1230—1370 воды движутся опять вниз со скоростью  $(3-11) \times 10^{-2}$  м/год, в то время как в интервале 1370—1470 м движение направлено снова вверх ( $v = (5-8) \cdot 10^{-2}$  м/год). Реальность полученной картины подтверждается работами А. С. Бушуева, Т. К. Гальченко, В. П. Осипова (1966 г.), В. А. Кривошеи (1966 г.), В. А. Терещенко (1966) и др. Как видим, и в этом случае направление и величина градиентов напоров отражают сложные условия вертикального движения подземных флюидов. Анализ полученных результатов в интервале 500—2800 м, отнесенном к зонам замедленного и весьма замедленного водообмена, указывает на отсутствие единого направления движения вод через осадочную толщу, а также на отсутствие четкой зависимости между величиной и направлением скорости вертикальной фильтрации, содной стороны, и глубиной, с другой.

Использование полученных значений скорости вертикальной фильтрации позволило построить вероятные схемы вертикального движения подземных вод по оси Днепровско-Донецкой впадины и в пределах Шебелинской структуры, для чего были использованы значения скоростей вертикальной фильтрации, определенные для скважин Чижевская 9, Руновщинская 5, Верхнеланная 51 и Шебелинская 352. На разрез были нанесены направления вертикальных скоростей движения воды, найденные для окрестностей скважины, которые экстраполировались до ближайшей зоны нарушения или до середины расстояния между скважинами. Весь разрез в соответствии с направлениями скоростей вертикальной фильтрации делится на зоны восходящей и нисходящей фильтраций.

Сопоставление распределения скоростей с литологическими колонками позволило выделить водоносные горизонты двух видов:

горизонты, через кровлю и подошву которых происходит фильтрация вод, направленная внутрь пласта, т. е. дренирующие горизонты, и горизонты, через кровлю и подошву которых происходит фильтрация, направленная из пласта, т. е. дренируемые горизонты. Вероятно, водоносные горизонты, поглощающие воду, характеризуются хорошей связью с областью пониженных напоров (область разгрузки) и затрудненной связью с областью питания, в то время как горизонты, из которых фильтруется вода, очевидно, имеют хорошую связь с областью питания и затрудненную связь с областью разгрузки.

Надо подчеркнуть, что в сложных гидрогеологических условиях особенно важен комплексный подход с учетом геологических, гидрогеохимических, гидрогеотермических и гидрогеологических особенностей района. Так, схема движения подземных вод в пределах Шебелинской структуры была построена вначале лишь на основании изучения вертикального движения подземных вод в районах скважин 352, 200, 354 и 84. Представляется, что в пределах Шебелинской структуры движение воды в водоносных горизонтах направлено от крыльев к своду с одновременным перетеканием через слабо проницаемые толщи в пласты, имеющие хорошую связь с областью разгрузки. В своде структуры отмечаются многочисленные дизъюнктивные нарушения (Баранов, 1965), которые могут связывать глубинные горизонты с областью разгрузки. Глубинные воды движутся к своду, где, переливаясь по нарушенным зонам в менее глубокие горизонты, дренируются рекой Северский Донец.

Наличие гидрогеохимической и температурной аномалий в своде структуры, гидрогеохимической аномалии в р. Северский Донец (Застежко, Терещенко, Лурье, 1967; Шевченко, 1967 г.), а также результаты гидрогеотермического изучения зоны восходящей фильтрации в интервале 700—1250 м в скважине Шебелинская 84, расположенной на берегу р. Северский Донец, подтверждают правдоподобность предлагаемой гидрогеодинамической схемы.

Величина скорости вертикальной фильтрации изменяется в пределах  $0,3—27 \cdot 10^{-2}$  м/год, что соответствует  $(1 \pm 70) \cdot 10^{-5}$  м/сут, величина вертикальных градиентов напора равна  $0,02 + 5$ , а коэффициентов фильтрации пород, в которых происходит вертикальное движение подземных вод,  $2 \cdot 10^{-6} + 3 \cdot 10^{-2}$  м/сут.

### *Горизонтальное движение подземных вод*

Методы количественной оценки горизонтальной (пластовой) скорости фильтрации подземных вод рассмотрены в предыдущем параграфе. Для их использования достаточно произвести разовое измерение температуры по стволу скважины. Выставляя полученные значения пластовой скорости фильтрации рядом с геологическим разрезом скважины и в пределах соответствующих ин-

тервалов, можно графически показать закономерности изменения пластовой скорости по глубине.

Одним из способов, описанных в предыдущем параграфе главы, является возможная количественная послынная оценка действительной скорости. В этом случае 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 на каждой глубине отдельно и оценивать поинтервально действительную скорость движения подземных вод.

По данным изучения режима температуры подземных вод и вмещающих их горных пород гидрогеодинамическое расчленение разрезов можно производить не только по указанным выше формулам количественно, но и качественно, пользуясь лишь величиной изменения температуры за тот или иной период времени. 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. 32). 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 послынного гидрогеодинамического расчленения визуалью 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 относительной стабильностью во времени. Более того, по абсолютной величине температурной амплитуды и периоду ее регистрации можно расчленять водоносный слой,

Т а б л и ц а 32

Схема взаимосвязи между гидрогеодинамическим и гидрогеотермическим режимами

Периоды изменений температуры (± 0,01° С). Гидрогеотермические слои	Активность водообмена. Гидрогеодинамические зоны
Суточные Годовые Многолетние Вековые	Весьма активный Активный Замедленный Относительного покоя

выделяя прослой с относительно большей скоростью фильтрации (амплитуды больше) и прослой с относительно меньшей скоростью фильтрации, на уровне которых амплитуды меньше, а время их обнаружения больше (табл. 33 и 34). Эти же данные позволяют оценивать и количественно динамику процесса во времени на той или иной глубине.

Т а б л и ц а 33

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, °С	
			суточные	месячные
5 10 15	Валунно-галечниковые отложения. Заполнитель — песок мелкозернистый	Зона аэрации	1,78 0,26 0,44	4,52 3,53 3,93
20 25 30 35 40	Валунно-галечниковые отложения. 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
50	Гранодиориты		0,02	0,03

П р и м е ч а н и е. Точность измерений температуры  $\pm 0,03^\circ \text{C}$ .

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 фильтрации 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.

По данным опытных откачек из скважин, а также результатам изучения режима температуры в них для отдельных районов установлена эмпирическая связь 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 по-

Связь режима температуры подземных вод и пород с геолого-гидрогеологическими условиями в условиях нарушенного режима (скв. 19, г. Подольск)

Глубина, м	Литологический состав пород	Гидрогеологические условия	Изменения температуры, °С	
			суточные	трехмесячные
5,0	Известняки трещиноватые	Зона аэрации	0,77	3,70
27,5	Известняки трещиноватые	Зона насыщения Грунтовые воды	0,10 0,02	0,55 0,10
55,0 57,5	Глины	Относительный водоупор	0,0 0,0	0,01 0,01
62,5	Известняки	Напорные воды	0,0	0,07

звolyет по данным наблюдений за режимом температуры выделять наиболее благоприятные участки для установки фильтров.

Анализ результатов послойного определения расхода скважин одного из водозаборов г. Риги с помощью расходомера и изучения режима температуры по стволу таких скважин в целом подтвердили возможность послойного гидрогеодинамического расчленения разрезов удовлетворительных в техническом отношении скважин по термометрическим данным.

## 6. ГИДРОТЕОТЕРМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ В НЕФТЯНОЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ

В районах, перспективных на нефть и газ, а также на разведываемых 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 вид работ основан на повсеместно наблюдающемся наличии геотемпературных аномалий на участках нефтяных и газовых структур (Ван Орstrand, 1934 г. и др.). Так, карта геотермических ступеней в отложениях плиоцена, построенная Д. И. Дьяконовым (1958 г.) для нефтяного месторождения Зыбза Краснодарского края, показывает очень близкое совпадение изолиний геотермических ступеней с изолиниями кровли палеогена. При этом величина геотермической ступени изменяется от 32 м/°С в сводовой части до 48 м/°С на крыльях.

Перепад температур от свода к крыльям на одной и той же глубине изменяется от долей градуса до 20° С, а величина тепло-

вого потока над сводом может превышать фоновую в 1,5—2 раза, постепенно снижаясь над крыльями до фоновой (Сухарев, Власова, Тарануха, 1969). При этом отмечается закономерное уменьшение аномалии с приближением к поверхности Земли. Наличие геотемпературных аномалий в пределах нефтяных и газовых месторождений обуславливается, по-видимому, не только подтоком тепла по простиранию пластов к куполу, но и 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 перспективны с точки зрения скоплений нефти и газа и могут служить ориентиром для направления поисково-разведочных работ.

Детальный анализ гидрогеотермических материалов по нефтегазоносным районам показывает, что однозначной зависимости между величинами температурных и тепловых аномалий, с одной стороны, и геометрией складок, с другой — не существует. С целью выяснения роли гидрогеодинамики в формировании гидрогеотермического режима локальных структур была выполнена количественная оценка конвективного теплопереноса на Шебелинской площади (Лурье, Митник, 1970), имеющей размеры  $40 \times 13$  км и углы падения пластов от  $12^\circ$  до  $26^\circ$ . Центральная часть структуры осложнена многочисленными разломами, которые могут служить путями разгрузки глубинных вод (Козлов, 1962 г., Баранов, 1965 г.). В зоне центральных поднятий Днепровско-Донецкой впадины выделяется ряд положительных геотермических аномалий и одна из наиболее крупных приурочена к Шебелинскому месторождению. Здесь на глубине контакта газ — вода ( $-2270$  м) температура от периферии к своду возрастает на  $18-19^\circ$  С. С уменьшением глубины происходит постепенное выравнивание температур в пределах структуры и на глубинах менее 500 м аномалия становится незначительной. Предварительный анализ причин аномального распределения температур на Шебелинской структуре (Застежко, Лурье, 1965) показал, что основными факторами могут быть форма структуры и восходящий конвективный теплоперенос, которые, по-видимому, обуславливают аномалии и на других структурах Днепровско-Донецкой впадины. Количественно перепад температур до  $4^\circ$  С на крупных структурах за счет изменения теплопроводности оценил ранее С. С. Ковнер (1947). Результаты моделирования стационарного теплопереноса на Шебелинской структуре с помощью электроинтегратора ЭГДА 9/60 (Лурье, Митник, 1970) показали, что фактическое распределение температур вызвано не структурным эффектом (формой залегания

изотропных слоев с различной теплопроводностью), а концентрированным подводом тепла по центру структуры, более интенсивным, чем на остальной площади. В натуре это может быть обусловлено конвективным теплопереносом в вертикальном направлении или наличием вертикального разлома — блока, заполненного породой с повышенной теплопроводностью. Так как такой блок в натуре не был обнаружен, то остается допустить наличие вертикальной фильтрации флюида в центральной части Шебелинской структуры. Исходя из этого тепловой поток на крыльях может рассматриваться как кондуктивный, а в центре структуры как суммарный, состоящий из конвективной и кондуктивной составляющих. Принимая, что кондуктивный тепловой поток над крыльями равен  $0,91 \cdot 41,9$  мВт/м<sup>2</sup>, а температура в месте определения теплового потока  $150^\circ\text{C}$ , получим величину скорости вертикальной фильтрации (Лурье, Митник, 1970):

$$v = \frac{q_T}{\rho_0 c_0 t} \left( \frac{q_{\text{сум}}}{q_T} - 1 \right) = \frac{q_T}{\rho_0 c_0 t} \left( \frac{i_{\text{сум}}}{i_T} \right) = 6,3 \cdot 10^{-5} \text{ м/с. (IV.101)}$$

Полученная скорость вертикальной фильтрации того же порядка, что и скорости, фиксируемые методами гидрогеодинамики в ДДВ и других районах (Застежко, Лурье, 1965).

В заключение отметим, что в нефтепромысловой практике термометрические методы применяются давно и довольно широко и подробно описаны в специальных работах (Голубятников, 1906 г.; Дахнов, Дьяконов, 1952; Дьяконов, 1958 г.; Чекалюк, 1965; Непримеров, Пудовкин, Марков, 1968 и др.). При помощи термометрии в нефтегазовых скважинах определяются качество цементации обсадных колонн и места нарушения колонн, притоки и затрубная циркуляция подземных вод и др. Большой эффект в нефтепромысловой гидрогеологии дают термометрические исследования при определении и изучении водопоглощающих горизонтов, которые при закачке 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.

## 7. ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В КАРСТОВЫХ РАЙОНАХ

Развитие карстовых процессов приводит к увеличению проницаемости пород и, следовательно, к усилению процессов инфильтрации. Это в свою очередь обуславливает 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 подошва 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 (карта «нейтрального слоя»). В 1960 г. нами (Фролов, 1966) проводились гидрогеотермические исследования в Дзержинском карстовом районе Горьковской области. Район этот 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 (Фролов, 1968, стр. 213, 216). Перепад температур при расстоянии по профилю 7,2 км равен  $0,75^{\circ}\text{C}$ . 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. 35), которая для европейской части СССР близка к  $0,2^{\circ}\text{C}$ .

В изучаемом районе разница растет от отрицательного значения в области питания ( $-0,08^{\circ}\text{C}$ ) 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),

## Температура пород и вод

Местоположение и номер скважины	Абс. отметка устья, м	Температура при абс. отм. устья скважины + 100 м *		Разница, °С
		3,2 м	25,0 м	
г. Дзержинск				
817	103	6,75	6,67	-0,8
816л	103	6,75	6,83	+0,08
754	85	6,75	7,10	+0,35
811	83	6,75	6,94	+0,19
812	74	6,75	6,96	+0,21
813	75	6,75	7,25 (18)	+0,50
748	78	6,75	6,97	+0,22
839	72	6,75	6,87	+0,12
602	88	6,75	6,96	+0,21
г. Павлово				
1	150	6,88	6,58 (14)	-0,30
2	155	6,88	6,62	-0,26

\* Гипсогеотермический градиент 0,6° С/100 м. В скобках указана фактическая глубина замера.

в пределах которой геотермическая ступень достигает колоссальной величины (260—270 м/°С). 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. Бесспорно 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. Капустиным несостоятельности 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 м/°С, 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 глубинное происхождение. Максимальная глубина залегания карстовых каналов, по которым, вероятнее всего, поступает вода из области питания, не превышает, очевидно, первые десятки метров. Необходимо, кроме того, 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 ( $0,3^{\circ}\text{C}/100\text{ км}$ ) 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 температурами 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 за счет как просачивания поверхностных вод, так и атмосферного воздуха через карстовые пустоты.

#### **8. ОСОБЕННОСТИ ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОБЛАСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД**

С точки зрения гидрогеолога в области распространения многолетнемерзлых пород представляют интерес не сами мерзлые породы, а талые, так как именно с последними связаны водоносные горизонты. Как свидетельствуют результаты региональных исследований, талые породы встречаются под руслами рек, водоемов и на участках тектонических нарушений даже в районах с мощностью многолетнемерзлых пород более 500 м (рис. 51). Существование таликов обуславливается комплексом физико-географических, геологических, гидрогеологических и гидрогеотермических условий (рис. 52). Главными условиями существования талых пород и приуроченных к ним подземных вод являются благоприятная климатическая обстановка, наличие пород с хорошими коллекторскими свойствами, а также наличие благоприятных условий для достаточно продолжительной и высокой скорости инфильтра-

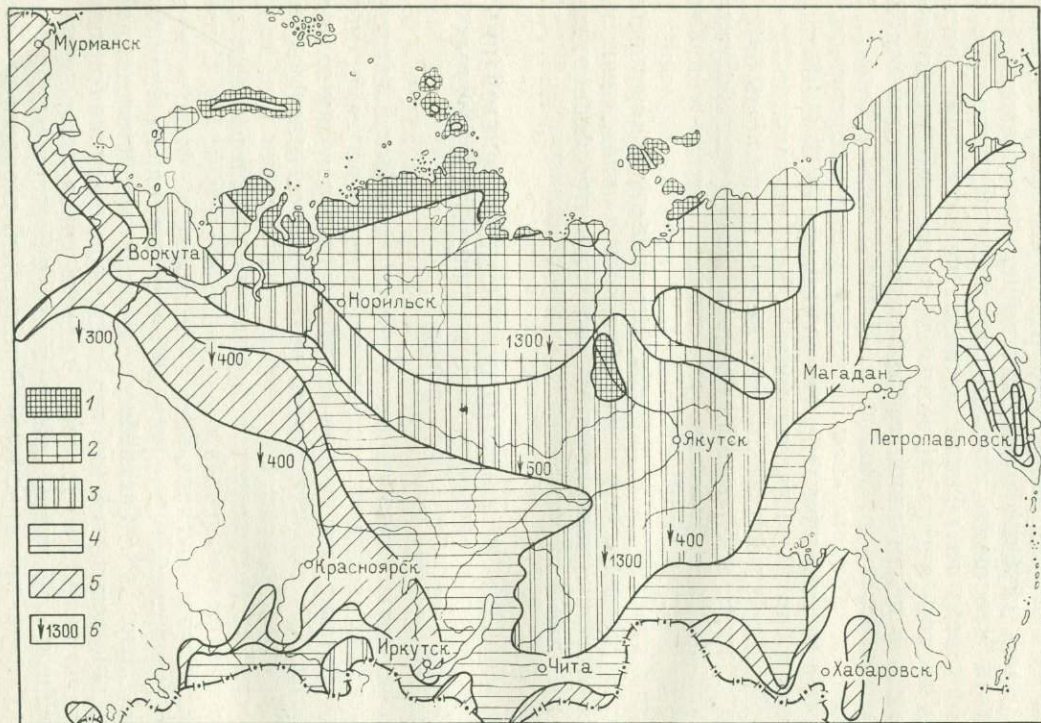


Рис. 51. Схема распространения мерзлых пород на территории СССР. Составил Н. Г. Бобов (Швецов и др., 1973).

1 — мощность толщи мерзлых горных пород (ТМП) более 500 м; прерывистость редкая, приуроченная в основном к руслам больших рек, крупным водосемам, водоносным зонам тектонического дробления; 2 — мощность ТМП от 500 до 300 м; прерывистость тяготеет к грубозернистым массивам поймам с интенсивной инфильтрацией поверхностных вод; 3 — то же, 300—100 м; прерывистость значительная; 4 — то же, 100—25 м; прерывистость частая, нередко ТМП островная; 5 — то же, менее 25 м; преобладание островной ТМП; 6 — глубина подошвы толщи пород с температурой ниже 0° С (часто с минерализованными подземными водами)

ции поверхностных вод в теплый период года. Многолетний сдвиг температуры воздуха на поверхности Земли в летний период в ту или иную сторону приводит соответственно к промерзанию или протаиванию верхних слоев Земли, формированию или исчезновению таликов. Так, например, наблюдениями за режимом подземных вод и водно-тепловым балансом пород слоя годовых теплооборотов на Северо-Востоке европейской части СССР установлено, что наступившее в середине XX столетия здесь похолодание отрицательно сказалось на условиях формирования ресурсов подземных вод в этом районе (Какунов, 1975). В слое годовых теплооборотов сосредоточены все подземные воды, регулирующие

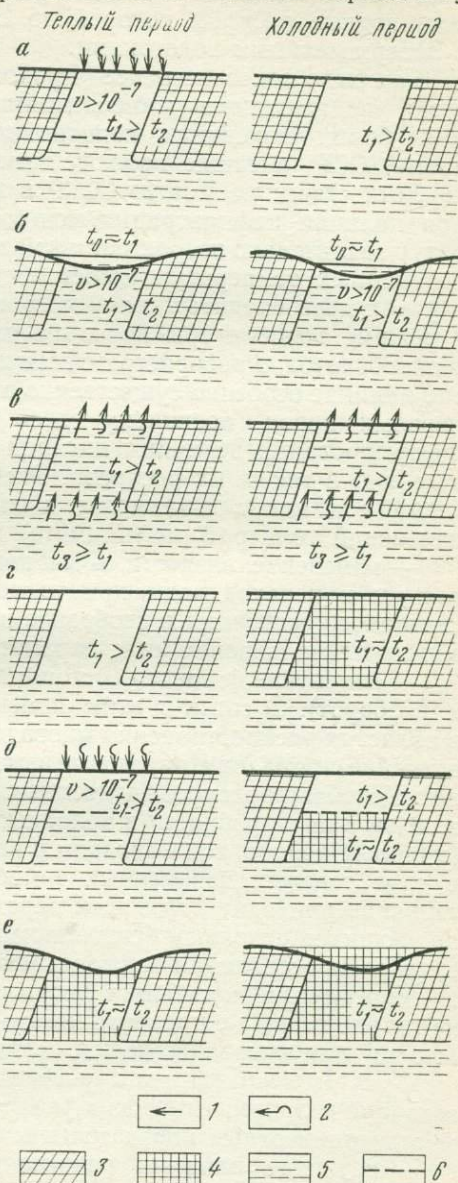


Рис. 52. Некоторые типы гидрогеотермических условий существования и перемерзания таликов.  
Составил Н. М. Фролов.

Условия существования таликов: а — инфильтрация сезонная при уровне подземных вод в холодный период ниже мерзлой зоны; б — круглогодичная постоянная инфильтрация; в — очаги разгрузки подземных вод. Условия перемерзания таликов: г — при уровне подземных вод ниже подошвы мерзлой зоны в случае прекращения сезонной инфильтрации; д — при уровне подземных вод в холодный период выше подошвы мерзлой зоны (подпор) при наличии сезонной инфильтрации; е — при прекращении постоянной инфильтрации.

1 — направление потока тепла; 2 — направление потока воды; 3 — многолетнемерзлая зона; 4 — зона вторичного промерзания; 5 — поверхностная и подземная вода (жидкая фаза); 6 — уровень подземных вод;  $t_0$ ,  $t_1$ ,  $t_2$ ,  $t_3$  — температура поверхностных вод, пород и вод талика, мерзлой зоны, пород и вод ниже мерзлой зоны;  $v$  — скорость фильтрации, м/с

подземный сток и обеспечивающие в течение 8 месяцев сток рек. Важность изучения гидрогеотермических условий слоя годовых теплооборотов, его актуальность как с научной точки зрения, так и с практической поэтому очевидна. Значение этих исследова-

ний особенно возросло в связи с начавшимся интенсивным промышленным освоением области развития многолетнемерзлых пород, водные ресурсы которой до сих пор связаны в основном с поверхностными водотоками.

Как было показано ранее (Фролов, 1959, 1962, 1966) и впоследствии подтверждено наблюдениями за режимом температуры в глубоких скважинах меридионального профиля европейской части СССР, а также наблюдениями на гидрогеологических режимных станциях Мингео СССР в хорошо проницаемых породах при наличии инфильтрации мощность слоев переменных температур значительно возрастает и в частности мощность слоя годовых переменных температур может достигать сотен, а в отдельных случаях превосходить тысячу метров. Как известно, роль климата в режиме температуры пород не ограничивается слоем годовых теплооборотов, а распространяется и на более глубокие горизонты. Это влияние особенно существенно в области развития многолетнемерзлых пород, поскольку здесь его роль особенно ощутима в формировании величины питания глубоких горизонтов подземных вод, а также их ресурсов. Эксплуатационные ресурсы грунтовых вод могут изменяться в зависимости от поверхностных изменений температуры (климата) по следующим причинам:

— изменение вязкости воды под влиянием изменений температуры и переход воды при температурах близки к нулю из связанного состояния в свободное и наоборот, а также изменение величины фильтрационных параметров;

— изменение фазового состояния (переход в твердое состояние и наоборот). В связи с этим изменения ресурсов подземных вод в областях распространения многолетнемерзлых пород происходят в течение сезона (внутригодовые изменения) и в течение нескольких лет. Колебания ресурсов подземных вод в течение года происходят в связи с промерзанием (в холодный период года) и протаиванием (в теплый период) зоны аэрации и надмерзлотных вод, залегающих в слое годовых переменных температур. Промерзание — протаивание приводит к фазовым переходам в надмерзлотных водах, являющихся основным источником пресных подземных вод в областях распространения многолетнемерзлых пород.

Многолетние колебания ресурсов подземных вод происходят не только в связи с промерзанием — протаиванием надмерзлотных вод, но и межмерзлотных вод, а также таликов.

С учетом необходимости решения комплекса проблем главными задачами гидрогеологических режимных партий областей развития многолетнемерзлых пород должны быть следующие:

— изучение влияния режима температуры на поверхности Земли на условия формирования многолетнемерзлых и талых пород и историю их развития;

— изучение влияния поверхностных водоемов и водотоков на гидрогеотермические и геокриологические условия подстилающих пород;

— гидрогеотермическое районирование с целью геокриологического и гидрогеологического районирования;

— изучение влияния режима температуры пород и подземных вод слоя годовых теплооборотов на условия распространения в плане и разрезе мерзлых и талых водоносных толщ пород;

— изучение влияния режима температуры пород, подземных вод и геокриологической обстановки на условия питания и формирование ресурсов подземных, а также поверхностных вод с целью разработки методов долгосрочных прогнозов;

— изучение гидрогеотермического и геокриологического режимов различных ландшафтов в естественных и нарушенных условиях с целью охраны природной среды.

Изучение режима многолетнемерзлых и талых пород целесообразно проводить на ключевых репрезентативных участках, выделяемых на основании физико-географического, гидрогеологического, гидрогеотермического и геокриологического районирования. В большинстве случаев на таких участках целесообразно закладывать профили наблюдательных скважин с таким расчетом, чтобы результаты наблюдений можно было обрабатывать в виде разрезов и планов для различных срезов и на различные моменты времени.

Рассмотрим гидрогеотермические особенности таликов на примере двух районов, значительно удаленных друг от друга и отличающихся геологическими и гидрогеологическими условиями — район месторождений полиметаллов Норильска и приполярно-тундровой зональной станции МГД (Воркута).

Район Норильска характерен резко расчлененным рельефом. Немерзлые участки сопровождаются понижениями в рельефе или приурочены к долинам ручьев и речек. Долины таких водотоков невелики по ширине, но глубоки по врезу. Годовая амплитуда уровня подземных вод на водоразделах достигает 30—39 м, тогда как в долинах она уменьшается до 20—25 м. Со снижением уровня подземных вод с наступлением зимы и почти до конца весны осушенная часть пород охлаждается. Однако поскольку в осушенной части пород охлаждение происходит лишь молекулярным путем, а мощность этих немерзлых полос велика (как правило, свыше 50—100 м), то они не успевают промерзнуть за холодный период года (см. рис. 52). Весной и летом, начиная со снеготаяния, идет активный процесс инфильтрации атмосферных осадков через непромерзающие «окна». Скорость фильтрации достигает  $1 \cdot 10^{-5}$ — $5 \times 10^{-5}$  м/с, а температура инфильтрационных вод приближается к среднесуточной температуре поверхности почвы. На составленной по экспериментальным данным схеме геоизотерм для глубины 50 м и геотермическом разрезе через месторождение Норильск-II видно, что мощность мерзлых пород достигает на водоразделах 200—450 м, а в долинах падает до 20—50 м. На водоразделах мерзлыми породами являются эффузивно-терригенные пермо-триасовые породы, а в долинах — глинистые породы четвертичного

возраста. В немерзлых водопроницаемых четвертичных отложениях грунтовые воды формируются преимущественно за счет просачивания с поверхности атмосферных осадков. Водовмещающими породами являются аллювиальные валунно-галечниковые и гравийно-галечниковые отложения с коэффициентами фильтрации от  $1 \cdot 10^{-5}$  до  $5 \cdot 10^{-5}$  м/с.

Водопроницаемость трещиноватых интрузий и даек габбро-диабазов, а в связи с этим и скорость инфильтрации через них в летний период настолько велики (а следовательно, и прогресс в теплый период года), что интрузии сохраняются немерзлыми в течение всего года даже на водоразделах. Рудоносная интрузия длиной 7 км имеет северо-восточное простирание, максимальная ширина ее 1,2 км. В районе скв. 1513 и 1514 интрузия выходит на поверхность и имеет очень сложную форму хонолита. Температура пород, измеренная здесь в конце зимы, до глубины 120 м превышает  $1^{\circ}\text{C}$ . Талик совпадает с контуром интрузии и приурочен к водоразделу, захватывая юго-западный склон. В других местах водораздела интрузия перекрывается эффузивно-терригенными породами и только в северо-восточной части месторождения, прорывая девонские отложения, она выходит на поверхность (скв. 1540), где также отмечаются положительные температуры по всему стволу заложенных здесь скважин. Трещиноватые не-

Т а б л и ц а 36

Результаты наблюдений за режимом температуры  
на месторождении Норильск (данные Норильской КГРЭ)

Глубина, м	Скв. 541			Скв. 701			
	23/VIII 1952	8/VII 1953	$\Delta t$ , $^{\circ}\text{C}$	29/I 1954	30/V 1954	23/VIII 1954	$\Delta t$ , $^{\circ}\text{C}$
20	2,0	1,0	1,0	—	—	—	—
30	1,2	0,9	0,3	-1,0	—	0,4	0,6
40	0,8	0,8	0,0	-0,8	-0,9	-0,8	0,1
50	0,4	0,5	0,1	-1,0	-1,0	-1,0	0,0
60	0,4	0,4	0,0	-1,1	-1,1	-1,0	0,1
70	0,3	1,2	0,9	-1,2	-1,2	-0,9	0,3
80	0,4	1,4	1,0	-1,0	-1,0	-0,8	0,2
90	0,4	0,6	0,2	-0,8	-0,9	-0,6	0,3
100	0,5	0,3	0,2	-0,8	-0,7	-0,5	0,3
110	0,5	1,2	0,7	-0,6	-0,5	-0,4	0,2
120	0,6	2,7	2,1	-0,2	-0,3	-0,2	0,1
130	0,5	1,4	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0
140	0,6	0,8	0,2	0,2	0,1	0,4	0,3
150	0,5	0,7	0,2	0,4	0,3	0,6	0,3
160	0,5	1,0	0,5	0,6	0,5	0,9	0,4
170	0,7	0,5	0,2	1,0	0,7	1,2	0,5
180	1,4	1,4	0,0	1,0	1,0	1,4	0,4
190	1,8	1,6	0,2	1,2	1,2	1,6	0,4
200	—	—	—	1,3	1,4	1,8	0,5
210	—	—	—	1,4	1,6	2,0	0,6
220	—	—	—	1,6	1,8	2,2	0,6



мерзлые локальные участки, связанные с выходом на поверхность сильно трещиноватых интрузий, не содержат статических запасов воды. Эпизодические фильтрационные потоки в теплый период года поддерживают температуру в пределах талика более высокую, чем во вмещающих блоках мерзлых пород (табл. 36).

Таким образом, подтверждается вывод о том, что при скоростях фильтрации свыше  $10^{-7}$  м/с конвективная составляющая теплового потока имеет решающее значение в передаче поверхностных изменений температуры, что приводит к формированию открытого типа гидрогеотермического режима (Фролов, 1962, 1976).

На территории приполярно-тундровой зональной станции МГД закономерности формирования геотемпературного поля отличаются от описанных выше. Район относится к области преобладания прерывистого, а нередко островного распространения многолетнемерзлых пород. Рельеф здесь полого-волнистый, грядовый с абсолютными высотами 160—170 м. Четвертичные осадки мощностью до 100 м отличаются частым переслаиванием глин, супесей, песков и песчано-гравийных слоев. Подстилаются они доломитами и мергелями девонского и каменноугольного возрастов, а также терригенными отложениями перми. Мерзлыми являются в основном четвертичные отложения. Инфильтрация атмосферных осадков летом происходит достаточно равномерно по площади. Общие закономерности режима температуры верхних слоев земной коры на этом участке, а также динамика нулевой геозотермы в пространстве и во времени достаточно хорошо видны на приводимых разрезах (рис. 53), составленных по материалам специальных наблюдений.

## 9. ПАЛЕОГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И ПРОГНОЗ ТЕМПЕРАТУРЫ

На первый взгляд разные вопросы — реконструкция палеотемператур и прогноз температур — в гидрогеотермии взаимосвязаны и имеют общую научно-методическую основу. В том и другом случаях рассматривается эволюция температуры для конкретного участка и глубины во времени, хотя в первом случае — это ретроспективный взгляд, а во втором он направлен в будущее. Надо, однако, оговориться, что такие прогнозы являются весьма приближенными, так как получить результирующую кривую температуры от наложения многих температурных циклов чрезвычайно трудно не столько в силу технической сложности, сколько ввиду все еще слабой изученности происхождения и величины даже основных климатических циклов.

### *Палеогидрогеотермический анализ*

Необходимость в знании геотемпературного поля недавнего и весьма отдаленного прошлого возникает при решении многих теоретических и прикладных задач в области геологии, гидро-

геологии, геофизики. Спрос на палеогеогеотермические реконструкции в последние годы быстро растет. Однако составление палеогеогеотермических карт связано с огромными трудностями. Чем крупнее их масштаб, тем больше и точнее необходимо знать детали их 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 углефикации», например, максимальная палеотемпература на глубине 3—6 км в скв. Мюнстерланд I занижена по этой причине как минимум на 20° С.

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. Как уже отмечалось, 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, отстоявших 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 (Непреднамеренные воздействия на климат, 1974), 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

---

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

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 быть два: один 400—425 млн. лет, примерно в девоне, а второй 125—150 млн. лет назад, примерно в мелу. Это предположение прекрасно увязывается с известными геологическими данными. Именно в девоне и мелу имели место трансгрессии, которые относятся к наиболее крупным в истории Земли. Правда, эти трансгрессии 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 межледниковья 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 приближенно вычисленное 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, стр. 68), а в мелу пышная древесная флора, включавшая хлебное дерево, произрастала даже в Гренландии (Bowen, 1966). Нынешняя галактическая зима, визитной карточкой которой являются недавние крупные оледенения, смягчена, вероятно, наложением на синусоиду галактического периода более коротких циклов, верхние экстремумы которых совпали с нашим временем. Так, например, максимум 600-летнего цикла приходится на 1925 г. (напомним, что последний минимум отмечался в 1620 г., когда замерзло даже Средиземное море у Генуи). Именно поэтому галактическая зима смягчена по крайней мере на  $10^{\circ}\text{C}$  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  $10^{\circ}\text{C}$ , по-видимому, не будет завышенной. Снизить среднегодовую температуру воздуха или температуру «нейтрального слоя» в Москве на  $5^{\circ}\text{C}$  это равнозначно ее перемещению вдоль мери-

диана к северу на широту Мурманска, а при повышении на те же  $5^{\circ}\text{C}$  Москва окажется на широте Азовского моря (см. рис. 2). Если температуру увеличить не на  $5^{\circ}\text{C}$ , а на  $10^{\circ}\text{C}$ , то Москва окажется в субтропиках, на широте Колхиды.

Последнее планетарное похолодание, или галактическая зима, началось в конце палеогена 30 млн. лет назад, ледниковая эпоха началась 5 млн. лет назад, а лед в Арктике существует лишь 150 тыс. лет. Последнее малое оледенение (Осташковское) существовало в период с 20 тыс. по 105 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 рис. 54 всем перечисленным выше соображениям и фактам больше всего удовлетворяют кривые распределения температуры  $\tau_5$  —  $\tau_8$ , характеризующие распределение температуры в холодный полупериод. Как видим, распределение этих кривых во времени очень близко напоминает распределение термограмм в широтном направлении, т. е. в пространстве в нынешнюю эпоху, так как происхождения 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 кривая распределения температуры  $\tau_8$ \*. Если это так, что температура верхних слоев земной коры до 3 км в настоящее время характеризуется самыми низкими значениями 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  $a = 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ ). Поскольку в действительности это может иметь место только на щитах, то и сделанный вывод применим только к ним. А 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 бы быть, наоборот, теплее впадин. Таким образом, выбранный подход не только не противоречит известным фактам, но и помогает найти объяснение существующим парадоксам.

Почему окружающие впадины теплее? В их пределах, как это теперь установлено точно, тепло передается не только молеку-

---

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

лярным путем, но и конвективным. Что дает учет этого? Последний отрезок геологической истории, измеряемый 10 500 лет, относится к теплomu полупериоду 20-тысячного климатического

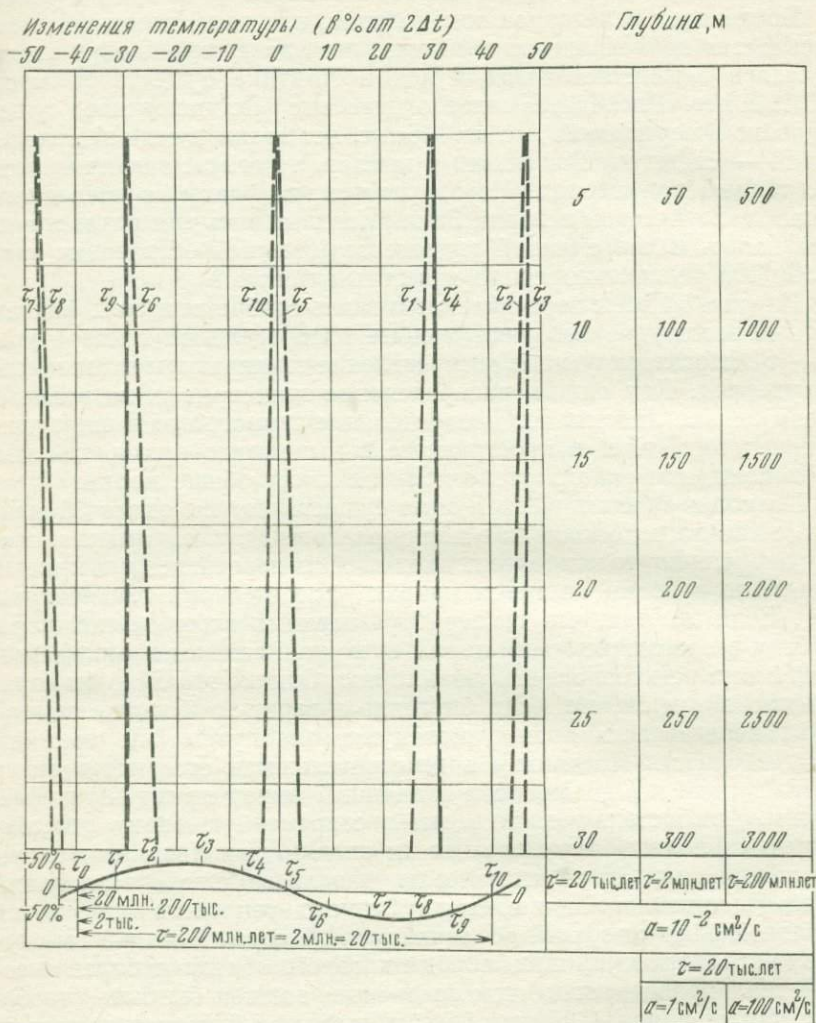


Рис. 54. Закономерности изменения температуры во времени в пределах стратисферы при молекулярно-конвективном теплообмене под влиянием длиннопериодных поверхностных гармонических изменений температуры (Фролов, 1976)

цикла. А этот цикл оказывает 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 молекуляр-

ным, но и конвективным путем. Результаты воздействия совпадут полностью при замене коэффициента молекулярной температуропроводности, величина которого была принята нами равной  $10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с на коэффициент молекулярно-конвективной температуропроводности, равный  $10^{-2}$  м<sup>2</sup>/с, что для верхней осадочной оболочки земной коры отнюдь не является завышением (см. рис. 54). Поскольку в последние 10 500 лет (после оледенения) отмечено повышение температуры примерно на 10° С, то впадины благодаря конвективному теплообмену прогревались быстрее, и термограммы в их пределах оказались соответственно сдвинутыми вправо. Больше всего соответствуют этому ходу рассуждений кривые  $\tau_5$  и  $\tau_6$  как на графике режима, так и на синусоиде (см. рис. 54). Можно даже оценить количественно величину сдвига вправо во впадинах, которая между кривыми  $\tau_6$  и  $\tau_8$  составит 18%, а между кривыми  $\tau_5$  и  $\tau_8$  — 48%. Если для циклов в 20 000 лет величина  $2\Delta t = 10^\circ \text{С}$ , то в пересчете на температуру сдвиг составит 1,8 и 4,8° С. На глубине 250 м (см. рис. 4) Украинский щит действительно холоднее окружающих впадин на 1—3° С. 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-гидро-геологических особенностей района. Так, на рис. 54 видно, что при одинаковых теплофизических свойствах пород циклы различной длительности могут оказывать один и тот же эффект на распределение температуры 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 непостоянны, то один и тот же цикл на глубинах в десять раз больше может оказать одинаковое воздействие при увеличении коэффициента молекулярно-конвективной температуропроводности в 100 раз.

Из сказанного следует целый ряд важных выводов.

1. Для кристаллических щитов в современную эпоху характерны температуры близкие к минимальным за всю геологическую историю. Максимальные температуры на щитах превышали современные на 20—30° С. Процесс этот имеет глобальный характер и подчиняется периодическому закону, 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.

2. Если в первом приближении принимать континенты однородными по теплофизическим и фильтрационным свойствам, то

они должны 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).

### *Прогноз температуры*

Методика прогноза температуры недр Земли зависит от его заблаговременности и глубины залегания толщи пород или водоносного слоя, для которых составляется прогноз. Краткосрочные прогнозы (до года) закономерностей изменения температуры во времени имеют значение только 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 поскольк температура пород и насыщающих 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 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. В этом случае изменения температуры приобретает 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  $25^{\circ}\text{C}$  скорость фильтрации меняется на 100%. Это должно иметь существенное значение уже 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  $15^{\circ}\text{C}$ , в связи с чем запасы подземных вод будут изменяться более чем на 50% только в зависимости от времени года опытных исследований.

В том случае, когда район сложен плотными водоупорными породами, распределение температуры в пределах верхних слоев описывается известным уравнением Фурье (III.84). Графики распределения температуры, построенные с его помощью, 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 гидрогеологических условий. Методика, рекомендованная, например, Ф. М. Бочевеком и А. Е. Орадовской (1964), для практического использования неудобна как своей громоздкостью, так и сложностью 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 гидрогеотермического режима открытого типа при наличии инфильтрации распределение температуры по глубине во времени описывается упоминавшимся уравнением Столмана (III.114), которое при скорости фильтрации, равной нулю, переходит в уравнение (III.84). 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 меняются с глубиной. В связи с этим прогноз температуры сложен, а точность его невелика (табл. 37).

Упростить технику прогноза можно, если применять обобщенные параметры температуропроводности, получаемые опытным путем при натуральных исследованиях режима температуры в скважинах. В этом случае для приближенных расчетов можно использовать уравнение (III.84) как при молекулярном, так и при конвективном теплообмене. Темпы передачи температуры в последнем случае определяются не коэффициентом температуропроводности пород, а обобщенным или эффективным коэффициентом молекулярно-конвективной температуропроводности водоносного пласта, который вычисляется по одной из приводившихся формул.

Прогноз можно также получить с помощью полулогарифмических графиков зависимости между коэффициентом температуропроводности скелета породы, скоростью фильтрации подземных вод и коэффициентами затухания для суточного периода и годового, которые с практической точки зрения целесообразнее применять для определения скорости инфильтрации по известным значениям коэффициента затухания.

Для приближенного прогноза температуры коэффициент затухания можно определять по двум замерам температуры в периоды экстремумов. В скв. 221, расположенной на алмаатинском конусе выноса, прогноз давался с помощью молекулярно-конвек-

Изменения температуры (°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	35	80
25	0,00	0,17	0,7	1,4	9,2	9,4	$\frac{0,01}{31,0}$	$\frac{1,3}{5,0}$	$\frac{3,8}{5,0}$	$\frac{4,6}{5,0}$
250	—	0,00	0,00	0,00	4,5	5,7	$\frac{0,00}{0,45}$	$\frac{0,00}{4,9}$	$\frac{0,3}{5,0}$	$\frac{2,5}{5,0}$
500	—	—	—	0,00	2,1	3,3	0,00	$\frac{—}{4,6}$	$\frac{0,02}{5,0}$	$\frac{1,2}{5,0}$
1000	—	—	—	0,00	0,4	1,1	—	$\frac{—}{4,3}$	$\frac{0,0}{4,9}$	$\frac{0,3}{5,0}$
2000	—	—	—	0,00	0,02	0,12	—	$\frac{—}{3,8}$	$\frac{—}{4,8}$	$\frac{0,02}{5,0}$
3000	—	—	—	—	0,00	0,01	—	$\frac{—}{3,3}$	$\frac{—}{4,7}$	$\frac{0,00}{5,0}$

Примечание.  $a = 5 \times 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с;  $2\Delta t = 50^\circ \text{C}$  (для годовых циклов),  $5^\circ \text{C}$  (для многолетних) и  $10^\circ \text{C}$  (для многовековых);  $v = \frac{1 \times 10^{-7}}{1 \times 10^{-6}}$  м/с.

тивного 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. 55), время было выбрано достаточно точно. На глубине 37,5 м, например, в летне-осенний период прохождения 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. 56). Аналогичный прогноз был сделан и для скв. 240 алмаатинского конуса выноса с той, однако, разницей, что в последнем случае мы оперировали уже коэффициентом молекулярно-конвективной температуропроводности, превышавшем на порядок коэффициент молекулярной температуропроводности в скважине с. Высока, что, впрочем, не меняло техники расчета (рис. 57).

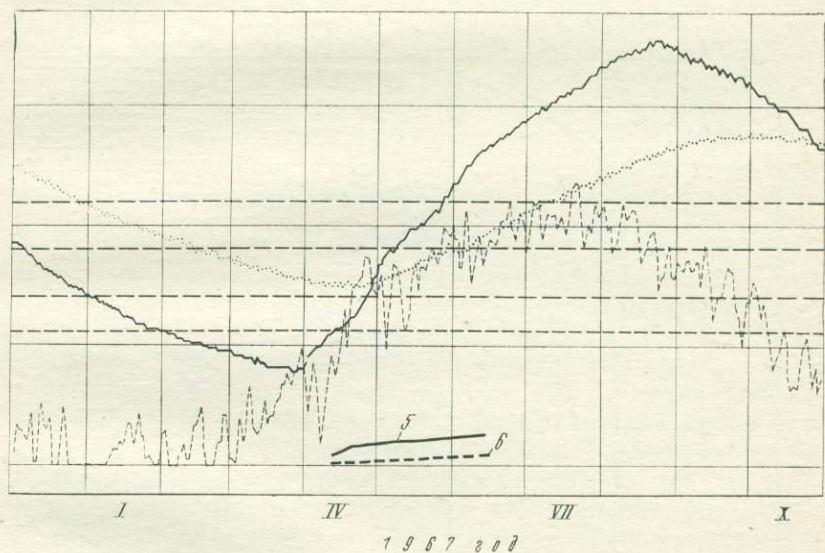
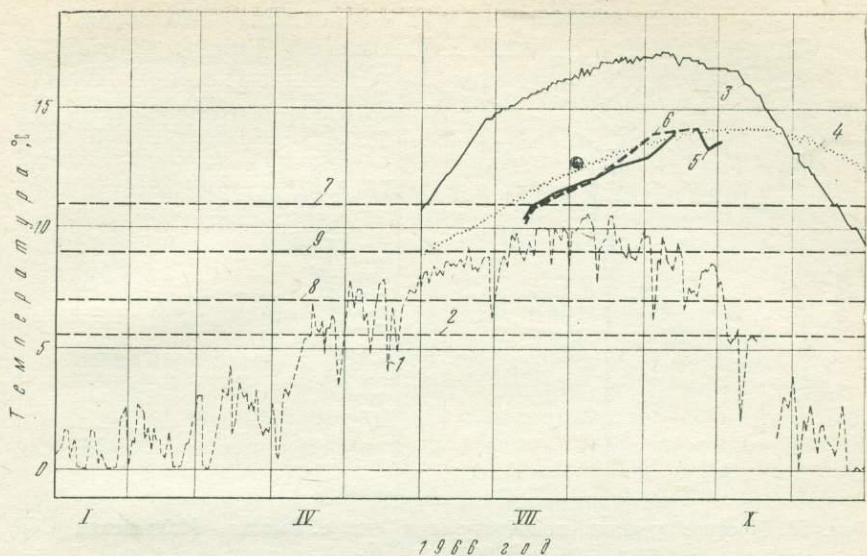


Рис. 55. Режим температуры воды в р. Малая Алмаатинка на посту «Дамба» (1 — среднесуточная; 2 — среднегодовая), почвы (3 — среднесуточная на глубине 1,6 м на метеостанции ГМО; 4 — то же, на глубине 3,2 м) и пород в скв. 221 (5 — на глубине 37,5 м; 6 — на глубине 25,0 м); режим среднегодовой температуры почвы на глубине 3,2 м (7), воды в реке у скв. 221 (8) и у поста «Дамба» (9) (Фролов, 1976)

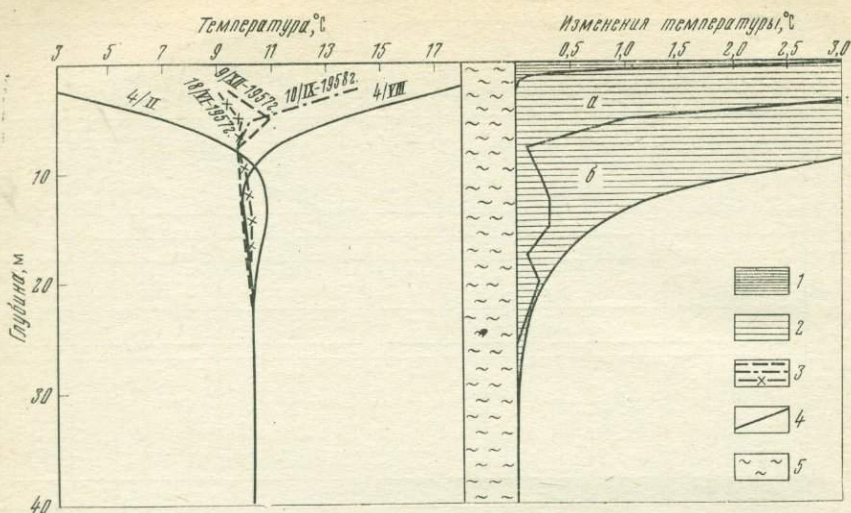


Рис. 56. Прогноз режима температуры в скв. с. Высока, Молдавской ССР (Фролов, 1976).

1 — суточные изменения температуры (расчетные); 2 — то же, годовые (а — фактические по неполным данным, б — расчетные); 3 — термограммы фактические; 4 — то же, расчетные (параметры для расчета:  $t_{н.с.} = 10,4^{\circ}\text{C}$ ;  $2\Delta t_{\text{год}} = 25^{\circ}\text{C}$ ;  $2\Delta t_{\text{сут}} = 15^{\circ}\text{C}$ ;  $a = 0,018 \text{ см}^2/\text{с}$ ;  $K_{\text{сут}} = 0,045 \text{ см}^{-1}$ ;  $K_{\text{год}} = 2,36 \cdot 10^{-3} \text{ см}^{-1}$ ); 5 — глины

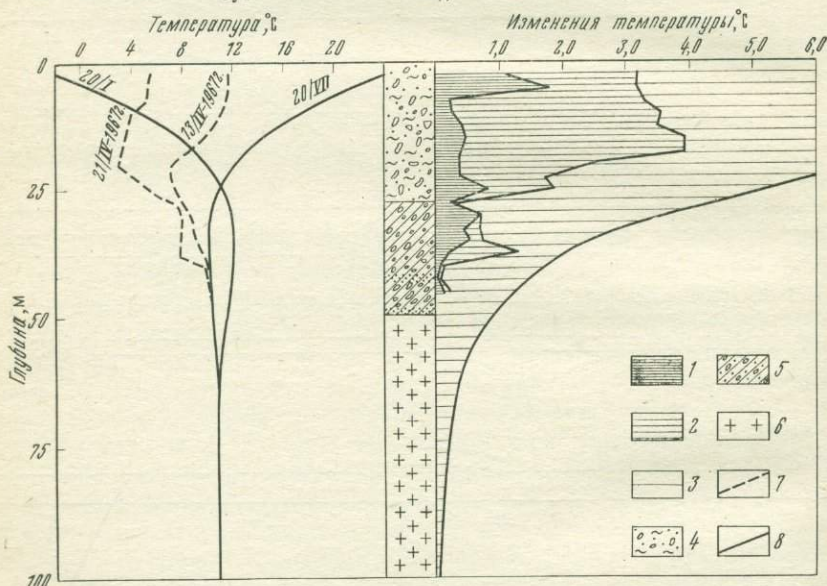


Рис. 57. Прогноз режима температуры в скв. 240 на Алма-Атинском конусе выноса, 1967 г. (Фролов, 1976).

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

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. 2), а также приращения температуры с глубиной, определяемого геотермическим градиентом, конкретным для каждого участка в связи с разнообразием литолого-стратиграфических, тектонических и гидрогеологических условий.

## 10. ТЕПЛОВОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Охрана подземных вод предусматривает прежде всего сохранение природных свойств подземных вод, и главным образом пресных подземных вод. Их загрязнение обусловлено в основном хозяйственной деятельностью человека. Один из видов загрязнения подземных вод — тепловое загрязнение, проявляющееся обычно в повышении температуры подземных вод по сравнению с обычной (фоновой) температурой. С изменением температуры подземных вод изменяется их химический состав, содержание газа (особенно кислорода), биологические свойства и вкусовые качества вод. Тепловое загрязнение подземных вод происходит в основном за счет промышленных отходов, и прежде всего сточных вод [Balke, Kusmaull, 1973].

Значительные изменения температурного режима подземных вод (температура меняется на несколько градусов) обусловлены не только отдельными промышленными предприятиями, но и населенным пунктом в целом. Положительные температурные аномалии на территории городов и прилегающих к нему районов были доказаны и исследованы Н. М. Фроловым (1966, 1968) и В. И. Просенковым (1974). Однако наиболее интенсивные изменения температурного режима и тепловое загрязнение подземных вод связаны с крупными промышленными предприятиями, так как стоки многих промышленных вод обладают повышенной температурой. Так, сточные воды производства окиси этилена, синтетических жирных кислот характеризуются температурами 90—95° С; сточные воды содовых заводов (дистиллярная жидкость) обладают температурой 50—70° С. Для некоторых видов отходов и стоков атомных производств характерно повышение их температуры с течением времени (саморазогрев).

Среди промышленных сточных вод большой удельный вес составляют теплообменные воды, сброс которых в поверхностные водоемы и реки приводит к тепловому загрязнению поверхностных вод. Интересны данные о доле теплообменных вод (в % от общего расхода сбросных вод) по основным отраслям промышленности США (Коронкевич, 1972): нефтеперерабатывающая — 82, целлюлозно-бумажная — 90, химическая — 82, черная металлургия — 70, пищевая — 50, цветная металлургия — 80, коксо-

химическая — 74. В среднем на охлаждение в промышленности расходуется 70—80% валового расхода воды; для теплоэнергетики аналогичная величина составляет 90—95%. Тепловое загрязнение наиболее часто встречается в грунтовых водах, но оно может быть также в глубоких водоносных горизонтах. Основными причинами теплового загрязнения подземных вод являются инфильтрация промышленных стоков с территории промплощадки, из поверхностных хранилищ отходов (шламонакопители, бассейны-испарители, отстойники, «белые моря», хвостохранилища и др.), закачка стоков в глубокие водоносные горизонты. Наиболее значительные тепловые аномалии формируются под крупными поверхностными хранилищами сточных вод. Фильтрующиеся из этих хранилищ нагретые стоки достигают уровня грунтовых вод и образуют на их поверхности «бугор» сточных вод, отличающихся от грунтовых вод химическим составом, минерализацией и температурой. Этот «бугор» нагретых стоков постепенно растет вверх, приближаясь к основанию хранилища, и одновременно растекается по водоносному горизонту. Расширение во времени области теплового загрязнения в грунтовых водах происходит вследствие конвективного переноса нагретых вод под влиянием инфильтрации из хранилища стоков, которое можно рассматривать как «большой колодец», и естественного потока подземных вод, а также вследствие молекулярной (кондуктивной) теплопроводности. При этом конвективная составляющая теплопереноса имеет преобладающее значение в горизонтальном направлении в пласте и в вертикальном — непосредственно под хранилищем стоков, а роль кондуктивной составляющей возрастает в вертикальном направлении за пределами хранилища стоков при распространении тепла через слабопроницаемые водоупорные отложения. После устранения источника теплового загрязнения распространение теплового загрязнения в грунтовых водах обусловлено растеканием сформированного ранее «бугра» нагретых вод, естественным потоком подземных вод и молекулярной теплопроводностью. Тепло передается вверх в зону аэрации и в подстилающий водоупор, разделяющий грунтовые и напорные воды, а также непосредственно в грунтовые воды по линии контакта сточные — грунтовые воды.

В глубоких водоносных горизонтах очаг теплового загрязнения расширяется под влиянием нагнетательных скважин, через которые производится закачка промышленных сточных вод. Влиянием естественного движения подземных вод, вследствие его незначительности в глубоких горизонтах, можно пренебречь. Потери тепла происходят в слабопроницаемые водоупорные отложения кровли и подошвы пласта, а также на контакте закачиваемых сточных и подземных вод. В глубоких горизонтах, подземные воды которых могут обладать естественными достаточно высокими температурами, большими, чем захороняемые сточные воды, может возникнуть также «отрицательное» тепловое «загрязнение», т. е. загрязнение, характеризующееся более низкими температурами по срав-

нению с температурой пластовых вод. В этом случае область отрицательного теплового загрязнения будет поглощать тепло из водоносного горизонта и перекрывающих его водоупорных пород. Тепловые задачи в подземной гидродинамике рассматривались И. А. Чарным, Н. Н. Веригиным, Э. Б. Чекалюком, Л. И. Рубинштейном, Ф. М. Бочевеком, Е. В. Тесликом и др.

Рассмотрим процесс формирования теплового загрязнения подземных вод, связанного с закачкой нагретых промышленных стоков в глубокий водоносный горизонт. Предполагается, что стоки закачиваются через одну поглощающую скважину с постоянным дебитом. В этом случае в условиях неограниченного в плане водоносного горизонта имеем плоскорадиальное течение. Примем, что при движении нагретых стоков по пласту одновременно происходит кондуктивный перенос тепла в слабопроницаемые водоупорные отложения, залегающие в кровле и подошве пласта, т. е. имеем условия, отвечающие известному решению Ловерье. Распределение температуры в пласте для условий радиальной задачи описывается следующей зависимостью

$$T = T_0 + (T_b - T_0) \operatorname{erfc} \left[ \frac{\xi}{2\sqrt{b(\tau - \xi)}} \right], \quad (\text{IV.102})$$

где

$$\xi = \frac{4\pi\lambda r^2 n}{Q \cdot c_b h}, \quad \tau = \frac{4\lambda t}{h^2 c_b}, \quad b = \frac{c_n}{c_0},$$

$T$  — искомая температура пласта, °C;

$T_0$  — начальная температура пласта, °C;

$T_b$  — температура закачиваемых нагретых сточных вод, °C;

$\lambda$  — коэффициент теплопроводности перекрывающих и подстилающих водоносный горизонт слабопроницаемых водоупорных пород, Вт/м °C;

$c_b$  — объемная теплоемкость закачиваемых стоков, Дж/м<sup>3</sup> °C;

$c_n$  — объемная теплоемкость водонасыщенных пород, Дж/м<sup>3</sup> °C;

$c_0$  — объемная теплоемкость водоупорных пород, Дж/м<sup>3</sup> °C;

$h$  — средняя мощность водоносного горизонта, м;

$n$  — пористость водоносных пород;

$Q$  — дебит нагнетательной скважины, м<sup>3</sup>/сут;

$r$  — расстояние, отсчитываемое от скважины, м;

$t$  — время, сут.

При  $c_n = c_0$  и после подстановки значений  $\xi$ ,  $\tau$  и  $b$  в формулу (IV.102) в результате некоторых преобразований получим

$$T = T_0 + (T_b - T_0) \operatorname{erfc} \left[ \frac{\lambda t_0}{c_b h \sqrt{\frac{\lambda}{c_b} (t - t_0)}} \right], \quad (\text{IV.103})$$

где

$$t_0 = \frac{\pi h n r^2}{Q}. \quad (\text{IV.104})$$

Время  $t_0$  — это время, за которое закачиваемые стоки с температурой  $T_b$  прошли расстояние  $r$  в условиях, когда перенос тепла в слабопроницаемые отложения кровли и подошвы не учитывается и закачиваемые стоки сохраняют свою первоначальную температуру  $T_b$  неизменной на всем пути движения по пласту. Или, иначе,  $t_0$  — это время продвижения собственно контура закачиваемых стоков на расстояние  $r$  без учета температурного фактора. При оттоке тепла в слабопроницаемые кровлю и подошву температура в заданной точке пласта, которую достигли закачиваемые стоки, очевидно будет меньше  $T_b$  и только со временем будет приближаться к ней.

Схема расчета распределения температуры в пласте по формуле (IV.103) следующая. По формуле (IV.104) определяется время  $t_0$ , за которое контур сточных вод достигнет заданной отметки  $r_1$ ; затем, полагая  $t > t_0$ , находим температуру в точке с отметкой  $r_1$  на разные моменты времени. Рассчитаем температуры области теплового загрязнения подземных вод в результате закачки нагретых стоков в водоносный горизонт на глубине 700—1000 м. Исходные данные следующие:  $\lambda = 0,975; 1,93$  и  $2,9$  Вт/м °С;  $C_b = 4,19 \cdot 10^6$  Дж/м<sup>3</sup> °С;  $T_0 = 35^\circ$  С;  $T_b = 50^\circ$  С;  $h = 20$  м и  $40$  м;  $n = 0,1$ ;  $Q = 1000$  м<sup>3</sup>/сут;  $r_1 = 200$  и  $500$  м (табл. 38).

Т а б л и ц а 38

Значения температур (°С) в пласте

$r_1$ , м	$t_0$ , сут	$\lambda$ , Вт/м °С	$t$ , сут					
			500	1000	1500	2000	2500	3000
$h = 20$ м								
200	250	0,975	48	48,8	49,1	49,3	49,4	49,5
		1,93	47,4	48,5	48,8	49,0	49,1	49,2
		2,9	46,8	48,1	48,5	48,76	48,92	49,02
500	1600	0,975	35,0	35,0	35,0	41,34	43,78	45
		1,93	35,0	35,0	35,0	38,87	41,76	43,19
		2,9	35,0	35,0	35,0	37,49	40,34	41,85
$h = 40$ м								
200	500	0,975	48,8	49,25	49,4	49,5	49,55	49,6
		1,93	48,14	48,93	49,16	49,3	49,4	49,5
		2,9	47,69	48,65	48,96	49,11	49,2	49,3
500	3200	0,975	35,0	35,0	35,0	43,58	45,6	46,41
		1,93	35,0	35,0	35,0	41,33	43,89	45,0
		2,9	35,0	35,0	35,0	39,96	42,72	43,85

Из приведенных расчетов видно, что в условиях постоянного поступления нагретых стоков в водоносный горизонт температурный режим в области теплового загрязнения подземных вод существенно зависит от длины пути миграции и соответственно времени миграции. Чем больше путь и время миграции, тем заметнее снижение температуры в области теплового загрязнения (имеются в виду повышенные аномальные температуры области теплового загрязнения по сравнению с естественным температурным полем водоносного горизонта). С увеличением коэффициента теплопроводности перекрывающих водоносный горизонт слабопроницаемых пород возрастает остывание содержащихся в пласте стоков, однако этот рост остывания в целом незначительный. Так, при увеличении коэффициента теплопроводности от 0,975 до 2,9 Вт/м °С максимальное изменение температуры по сравнению с температурой закачиваемых стоков составляет 2—3,2° С для значений  $r_1 = 200$  м,  $t = 500$  сут и  $h = 20$  м и 1,2—2,3° С для значений  $r_1 = 200$  м,  $t = 1000$  сут и  $h = 40$  м.

Снижение температуры области теплового загрязнения из-за утечки тепла в результате теплопроводности в слабопроницаемые отложения кровли и подошвы пласта возрастает с уменьшением мощности водоносного горизонта, хотя для значений  $h > 20$  м это влияние небольшое: остывание при  $h = 20$  м всего на 2—3° С больше, чем при  $h = 40$  м.

Значительно влияет на снижение температур области теплового загрязнения дальность миграции нагретых стоков по пласту. Так, при  $r_1 = 200$  м (для  $h = 20$  м,  $\lambda = 2,9$  Вт/м °С и  $t = 500$  сут) остывание нагретых стоков составляет 3,2° С, а при  $r_1 = 500$  м (для  $h = 20$  м,  $\lambda = 2,9$  Вт/м °С и  $t = 2000$  сут) оно равно 12,5° С.

Таким образом, наибольшее остывание содержащихся в пласте нагретых стоков, вследствие утечки тепла в слабопроницаемые отложения кондуктивным путем, происходит с увеличением времени миграции стоков (имеется в виду прежде всего остывание стоков вблизи границы их раздела с пластовыми водами).

Следует отметить, что сделанные выше выводы о температурном режиме области теплового загрязнения относятся к случаю, когда происходит непрерывное восполнение нагретых стоков в пласте. Несомненно, что остывание области теплового загрязнения подземных вод будет происходить более интенсивно при отсутствии такого восполнения.

Интерес представляет выяснение взаимодействия нагретых стоков с водоносными и водоупорными породами и его влияния на фильтрационные свойства этих пород. Проведенными во ВСЕГИНГЕО исследованиями установлено, что с ростом температуры возрастает проницаемость пород, особенно глинистых. Наиболее значительное изменение проницаемости происходит в диапазоне температур 50—90° С и обусловлено оно разрушением связанной воды в порах глин и уменьшением ее вязкости.

Загрязнение подземных вод промышленными сточными водами сопровождается в большинстве случаев тепловым загрязнением водоносного горизонта. Поэтому на участках загрязнения подземных вод промышленными отходами наблюдения за режимом должны обязательно включать систематические замеры температуры грунтовых вод во всех наблюдательных скважинах, расположенных на участке загрязненных подземных вод.

## 11. ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ПО ИСПОЛЬЗОВАНИЮ ТЕПЛА ЗЕМЛИ

К настоящему времени при решении проблемы практического использования тепла Земли рассматриваются не только естественные тепловодообменные геосистемы или месторождения термальных вод и парогидротерм, как это было до недавних пор, но также искусственные гидрогеотермические системы, или так называемые подземные котлы, в связи с чем стали выделять соответственно гидрогеотермические и петрогеотермические ресурсы (Дядькин, Парийский, Романов, 1974 г.). Термальные воды, как известно, приурочены к верхним слоям земной коры, представленным преимущественно осадочными породами с хорошими коллекторскими свойствами. Свободная тепловая энергия подземных вод объемом  $85 \text{ млн. км}^3$  до глубины 5 м (Макаренко, 1966) составляет примерно  $16,8 \cdot 10^{19}$  кДж (Тепло Земли ..., 1974). Ресурсы тепла, аккумулированного горными породами в толще до 8 км, составляют примерно  $8,4 \cdot 10^{23}$  кДж (при геотермической ступени 30 м/град, плотности  $2,7 \text{ т/м}^3$  и теплоемкости пород  $1,65 \cdot 10^3 \text{ Дж/кг} \cdot \text{град}$ ), а энергия вулканов до той же глубины оценивается в  $4,19 \cdot 10^{18}$  кДж. Для сравнения авторы цитируемой работы напоминают, что тепловой поток со всей поверхности Земли равен  $8,4 \cdot 10^{17}$  кДж/год, а суммарная теплотворная способность мировых запасов угля, нефти, газа и других видов природного топлива составляет примерно  $16,8 \times 10^{19}$  кДж. Практически же можно извлечь лишь небольшую часть тепла, оцениваемого выше. С учетом изложенного авторы монографии предлагают называть геотермическими ресурсами избыточное (по отношению к температуре «нейтрального слоя») тепло, заключенное в явной или скрытой форме в твердой, жидкой и газообразной составляющих земной коры на глубинах, доступных эксплуатации современной техникой. Комплекс гидрогеотермических методов является во многом сходным при изучении как естественных, так и искусственных тепло-водообменных геосистем. Однако имеются и некоторые специфические аспекты.

### *Комплекс применяемых гидрогеотермических методов*

При решении задач по использованию в народном хозяйстве тепла недр Земли гидрогеотермические методы исследований играют ведущую роль, поскольку главным параметром при опреде-

лении целесообразности использования подземных вод (для энергетики, теплофикации, кондиционирования и т. д.) является температура. На первом предварительном этапе при оценке перспективности территории на термальные воды составляются мелко-масштабные или обзорные карты (масштаб 1 : 10 000 000 и меньше) геотемпературного поля на различных этажах стратисферы до ее подошвы (кровля фундамента) включительно. Основными картами на этом этапе являются карта глубины положения кровли термальных вод для изучаемой территории или карта рельефа изотермической поверхности  $+20^{\circ}\text{C}$  (рис. 58), а также карты геоизотерм по кровле основных водоносных горизонтов.

На стадии поисков термальных вод для выделения перспективных площадей используется более полный комплекс поисковых критериев и признаков на термальные воды, среди которых главными являются геотермические, гидрогеологические, геоструктурные, магматогенные, литолого-фациальные. Методы и содержание исследований при поисково-разведочных работах на термальные воды, основные принципы, и стадийность поисково-разведочных работ, а также закономерности формирования термальных вод и особенности оценки их эксплуатационных запасов нами рассматривались неоднократно (Фролов, 1964; Фролов, Язвин, 1965; Фролов, Язвин, 1969 и др.), поэтому здесь коснемся лишь специфики гидрогеотермических исследований, которые имеют непосредственное отношение к теме настоящей монографии.

Кроме карт глубины залегания кровли термальных вод и карт геоизотерм по кровле перспективных водоносных горизонтов, на стадии поисков составляются также карты величины геотермических градиентов. Важными (но пока составляются редко) являются карты районирования территории по величине теплового потока (молекулярной, конвективной составляющих и суммарного потока тепла), а также карты районирования территории по теплофизическим свойствам горных пород, к которым приурочены основные промышленные (на термальные воды) водоносные горизонты.

При поисках на термальные воды важное значение имеют термометрические исследования не только в глубоких, но и в мелких скважинах, а также в источниках, шахтных колодцах, поверхностных водоемах и водотоках. Исследования в этом случае проводятся как в очагах разгрузки термальных вод (скрытые под наносами, открытые субмаринные), так и на участках, лишенных видимых проявлений тепла недр Земли. Кроме термометрических исследований, проводится комплекс теплофизических (отбор образцов и определения коэффициентов температуропроводности, теплопроводности и теплоемкости пород, а также энтальпии воды, пароводяной смеси или сухого пара), картирование и описание гейзеров, фумарол, парогазовых и газозвудушных струй, горячих источников, кипящих и пароводяных водоемов, грязевых котлов, отложения травертинов, метасоматически измененных гидротермаль-

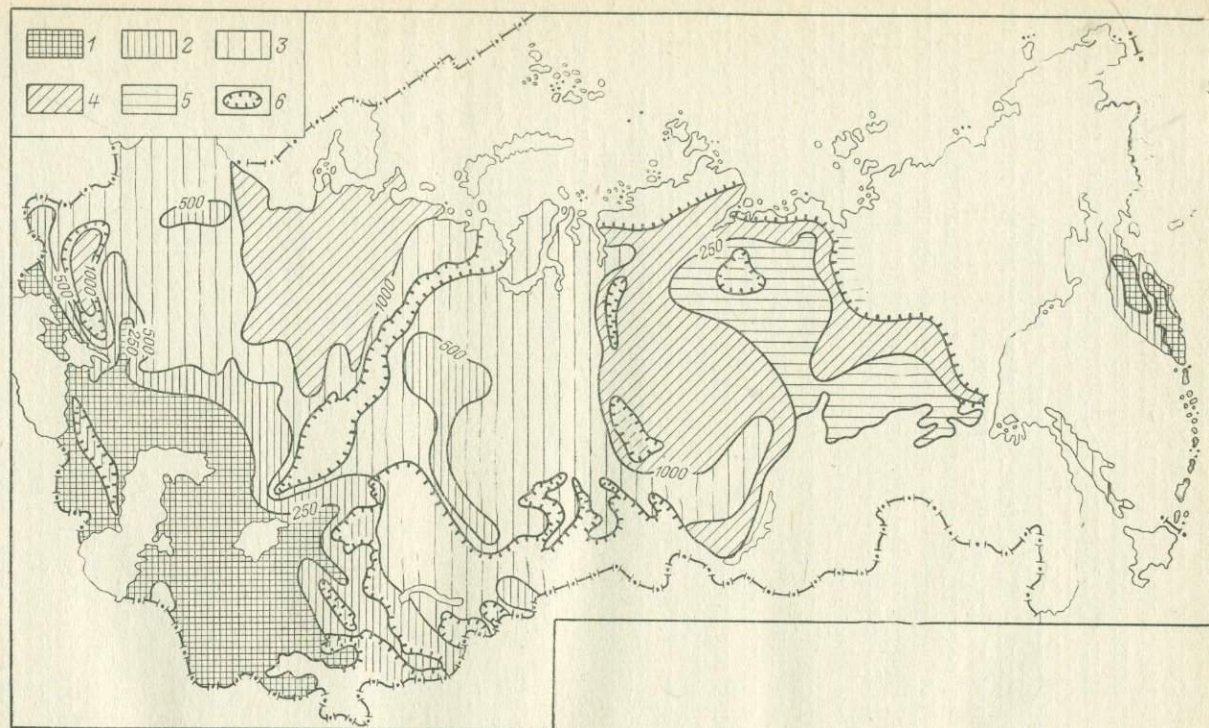


Рис. 58. Схема рельефа изотермической поверхности  $+20^{\circ}\text{C}$  на территории СССР (Фролов, Шкатункин, 1965).  
 Глубина залегания изотермической поверхности  $+20^{\circ}\text{C}$ : 1 — 50—250 м; 2 — 250—500 м; 3 — 500—1000 м; 4—1000—1500 м;  
 5 — более 1500 м; 6 — границы щитов и горно-складчатых областей

ной деятельностью пород (окварцевание, алунизация, образование вторичных кварцитов) и т. д.

Энтальпия подземных вод с температурой до 100° С определяется из произведения расхода воды на ее температуру (поскольку удельная теплоемкость воды с такой температурой равна практически единице). Энтальпия чистого пара и пароводяной смеси определяется по формуле (Методические..., 1964)

$$i_{п. в. с} = i' (1 - x) + i''x, \quad (IV.105)$$

где  $i_{п. в. с}$  — энтальпия 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 значениях давления и температуры. Содержание пара в кипящем источнике определяют после конденсации пара в холодной воде, которой заливают источник,

$$x = \frac{Q_{см} - Q_{хол} - Q_{гор}}{Q_{см} - Q_{хол}}, \quad (IV.106)$$

где  $Q_{гор}$ ,  $Q_{хол}$ ,  $Q_{см}$  — расходы соответственно пароводяного источника, заливаемой холодной воды и суммарный.

При рассредоточенной разгрузке содержание пара определяется с помощью трубки Пито, прибора Вентури и др. Методика оценки энтальпии пароводяной смеси в скважинах (также как и при поверхностных исследованиях) связана с термометрическими и гидродинамическими исследованиями. При этом используются калориметры и сепараторы. В калориметр заливается сначала холодная вода, а затем природная пароводяная смесь, пар которой конденсируется. Зная начальную температуру ( $t_n$ ) в калориметре, можно оценить энтальпию ( $i$ )

$$i = \frac{M_k t_k C_0 - M_n t_n C_0}{M_k - M_n}, \quad (IV.107)$$

где  $M_n$ ,  $M_k$  — начальная и конечная масса воды в калориметре.

Сепараторами (объемными и центробежными) разделяют пароводяную смесь на пар и воду, а затем измеряют расход каждой фазы раздельно.

На стадии разведки месторождения термальных вод при оценке запасов важно знать прогноз температуры откачиваемой воды. Как правило, водозаборы, эксплуатирующие термальные воды, находятся на значительном расстоянии от областей питания. Однако в некоторых случаях (горно-складчатые области) водозабор может находиться и вблизи области питания. В таких случаях важно знать срок возможного «подтягивания» к водозабору холодных инфильтрационных вод. Такая оценка в условиях пренебре-

жимо малой естественной скорости подземных вод возможна с помощью формулы (Гольдберг, Язвин, 1966; Фролов, Язвин, 1969):

$$\tau = \frac{\pi n_0 d^2 h}{3Q} \left[ 2 + \left( \frac{x_1}{d} \right)^3 - 3 \frac{x_1}{d} \right], \quad (\text{IV.108})$$

где  $n_0$  — пористость пласта;

$h$  — мощность водоносного пласта;

$d$  — расстояние от водозабора до области питания;

$Q$  — суммарный дебит водозабора;

$x_1$  — расстояние прогнозируемого температурного контура от области питания.

В том случае, если естественная скорость подземных вод достаточно высока и ее необходимо учитывать, время «подтягивания» холодных вод от области питания к водозабору определяется по следующей формуле (В. М. Гольдберг, 1963 г.):

$$\tau = \frac{n}{v} \left[ (d - x_1) - \frac{x_A^2 - d^2}{2x_A} \ln \frac{(x_A + d)(x_A + x_1)}{(x_A - d)(x_A - x_1)} \right], \quad (\text{IV.109})$$

где  $v$  — естественная скорость подземных вод;

$$x_A = \sqrt{d^2 + \frac{Qd}{\pi n v}}. \quad (\text{IV.110})$$

### **Определение эксплуатационных запасов термальных вод**

Методы оценки эксплуатационных запасов термальных вод являлись предметом специального исследования (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. Правда, имеются некоторые специфические особенности, на которых мы и остановимся ниже. Напомним хорошо известные положения, имеющие принципиальный характер. Как известно (Н. Н. Биндеман, 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 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

\* В опубликованной литературе часто естественные запасы называются статическими (вековыми), а естественные ресурсы — динамическими запасами.

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 решениях основного дифференциального уравнения неустановившегося (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 и вертикальном разрезе) принимается равным нулю (исключая область питания). Перетекание через разделяющие водопоры, 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, расположенными 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 м<sup>2</sup>/сут (Азово-Кубанский и Западно-Сибирский артезианские бассейны). Расчеты Л. С. Яз-

Возможные дебиты скважины (радиус 0,1 м, коэффициент пьезопроводности  $10^6$  м<sup>2</sup>/сут) на конец первых суток эксплуатации в неограниченном в плане водоносном пласте (Фролов, Язвин, 1969)

Коэффициент водопроницаемости, м <sup>2</sup> /сут	Дебит скважины (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

вина показывают, что первоначальные дебиты одиночных скважин могут достигать довольно значительных величин (табл. 39).

Однако в процессе эксплуатации дебит уменьшается (табл. 40). В последнем случае 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 уменьшается 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 водопроницаемости 50 м<sup>2</sup>/сут, избыточном давлении над устьем скважины 50 м, коэффициенте пьезопроводности

Постоянные дебиты, с которыми может работать  
одиночная скважина в течение 25-летнего срока  
эксплуатации (Фролов, Язвин, 1969)

Коэффициент водопроводимости, м <sup>2</sup> /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

5 · 10<sup>5</sup> м<sup>2</sup>/сут), для получения 100 л/с термальных вод потребуется 10 скважин, расположенных на площади около 1200 км<sup>2</sup> 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 единственно 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 са-

мом 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 скважин (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 газлифта или парлифта (самоизлив при положении динамического уровня ниже устья скважины), а в другом (газ поступает в скважину из газоносного горизонта) приводит и к падению дебита, когда газовый фактор сильно уменьшается во времени.

Перечисленные методы достаточно хорошо освещены в опубликованной литературе, а поэтому для примера кратко рассмотрим результаты оценки эксплуатационных запасов термальных вод нижнепермско-верхнекаменноугольного водоносного комплекса Днепровско-Донецкой впадины методом моделирования. Фильтрационная часть задачи решается с помощью сеточного электроинтегратора УСМ-1 методом суперпозиции (Аравин, Нумеров, 1953) при следующих граничных условиях: на всех групповых водозаборах задавалось понижение статического уровня в скважинах 500 м; в районах разгрузки в реки Днепр и Самара задавались граничные условия I рода, т. е. предполагалось постоянство напора, на юго-востоке на границе с Донбассом — граничные условия II рода (движение воды через контур отсутствует); в остальных случаях — III рода (скорость фильтрации пропорциональна градиентам напоров). Каждый из групповых водозаборов аппроксимировался при моделировании одним узлом на сетке\*. В соответствии с принятыми параметрами был получен следующий коэффициент подобия модели и природы: по сопротивлениям  $n_R = 5 \times 10^{-4} \text{ см} \cdot \text{м}^2/\text{с}$ , по времени  $n_\tau = 7 \cdot 10^{-13}$ . Оценки показали, что стационарный режим установится через 40—50 лет после начала эксплуатации термальных вод. Прогноз водопритока в эксплуатационные скважины выполнялся для условий установившейся фильтрации, что дало несколько заниженные результаты, обеспечивая некоторый запас.

После моделирования были получены прогнозируемые напоры в водоносном комплексе, построена гидрогеодинамическая сетка для прогнозных условий и определены расходы на групповых водозаборах. Анализ гидрогеодинамической сетки показал, что

---

\* При расчетах водозабора использовались дополнительные сопротивления, подаваемые к узлам сетки интегратора для учета различий в радиусах реальных скважин (принимаемых совершенными) и размерах групповых водозаборов по методике, изложенной в работе В. М. Шестакова (1965).

эксплуатация Полтавского и Миргородского водозаборов с понижением статического уровня на 500 м существенно повлияла на гидрогеодинамику исследуемого водоносного комплекса. Подток подземных вод из областей питания значительно интенсифицировался, увеличился подток вод со стороны Украинского кристаллического массива, а р. Днепр из дрены превратилась в область питания. Расчеты показали, что если скорость горизонтальной фильтрации в неискаженных (естественных) условиях колеблется от сотых долей сантиметра до нескольких сантиметров в год, то в прогнозных условиях она достигает десятков сантиметров в год и даже метров в год в непосредственной близости к водозаборам.

Для решения тепловой части задачи в прогнозных условиях необходимо знать распределение тепловых сопротивлений пород, перекрывающих основной водоносный комплекс. Это требует решения уравнения теплового баланса для каждой ячейки в естественных условиях, когда известны температуры и расходы воды, что, в свою очередь, потребовало составления карты геоизотерм для середины нижнепермско-верхнекаменноугольного водоносного комплекса. Эта карта позволила не только найти распределение коэффициентов теплопроводности пластов, перекрывающих водоносный комплекс, но также выделить районы, перспективные на термальные воды и места заложения эксплуатационных скважин. Наличие прогнозной гидрогеодинамической сетки, данных о распределении вертикальных скоростей фильтрации через кровлю и подошву комплекса, данных о распределении тепловых потоков, температур, с которыми входят по вертикали водные потоки и данных о распределении тепловых сопротивлений в комплексе позволяют составить уравнение теплового баланса для каждой ячейки прогнозной гидрогеодинамической сетки и решить его относительно температуры при выходе из ячейки. При этом считалось, что в связи с понижением напоров в основном водоносном комплексе из-за водоотбора отток воды через кровлю или подошву невозможен, и соответствующая скорость вертикальных перетоков принималась равной нулю. Теплобалансовые расчеты показали, что температура воды в Миргородском водозаборе будет равна  $66,4^{\circ}\text{C}$ , а в Полтавском  $62^{\circ}\text{C}$  (до включения водозаборов соответственно  $68^{\circ}\text{C}$  и  $60^{\circ}\text{C}$ ). Величина прогнозного теплоотбора в районе Миргорода (средняя температура сбрасываемой воды  $\approx 15^{\circ}\text{C}$ ) оказалась равной  $892\text{ ТДж/год}$ , а в районе Полтавы  $213\text{ ТДж/год}$ , что соответствует  $30,4 \cdot 10^3$  и  $7,3 \cdot 10^3$  т/год условного топлива. Поскольку расчетный максимум потребления тепла в городах составляет в среднем  $26\text{ ГДж/год}$  на человека (Колпаков, 1963), то Миргородское месторождение термальных вод сможет обеспечить теплом около 34 тыс. человек (почти все население города), а Полтавское — около 8 тыс. человек.

ТЕРМОМЕТРИЧЕСКАЯ И ТЕПЛОФИЗИЧЕСКАЯ  
АППАРАТУРА

## 1. ТЕРМОМЕТРИЧЕСКАЯ АППАРАТУРА

При гидрогеотермических исследованиях применяются термометры, которые могут быть разделены на два класса: приборы с местной регистрацией и электронные дистанционные приборы. К приборам первого класса относятся ртутные термометры, описанные достаточно подробно в опубликованной гидрогеотермической литературе (Фролов, 1968 и др.). Ряд скважинных термометров предусматривает регистрацию показаний на диаграммном бланке, перемещаемом с помощью часового привода. К таким приборам с местной регистрацией могут быть отнесены манометрические (ТГГ и «Сириус»), а также термометры расширения ТГК-2 или ТГЮ-1М (Васильев, Петров, 1973 г.). Недостатками этих термометров являются невозможность контроля за его работой и как следствие — исключение активного участия оператора в процессе измерений, большая постоянная времени, малый размер диаграммного бланка, необходимость в оптических компараторах для считывания результатов измерений.

Применение термометров с местной регистрацией оправдано в условиях высоких температур, при которых электронные узлы измерительной схемы оказываются неработоспособными, а также при высоких давлениях и повышенной агрессивности среды, когда неработоспособным оказывается кабель, на котором производится спуск скважинного термометра.

Существенные преимущества при измерении температуры в скважинных условиях представляют электронные дистанционные термометры, примерами которых могут служить мостовые термометры сопротивления (Зельцман, 1968 г., Дьяконов, 1958 г.) и приборы с частотным выходом — ТЭГ-2, ТЕГ, ДРТМ, термометры КГУ.

Устройство для измерения температуры в скважинах может быть в общем случае представлено как одноканальная телеметрическая система, имеющая чувствительный элемент, измерительный преобразователь, канал связи, приемное регистрирующее устройство, источник питания.

В различных разработках скважинной аппаратуры названные элементы могут частично отсутствовать или определенным образом трансформироваться. Так, например, мостиковый скважинный термометр, работающий в комплекте с трехжильным кабелем, имеет

в глубинной части только чувствительный элемент, осуществляющий преобразование температуры в электрическое сопротивление, а кабель, являющийся каналом связи, входит в состав мостовой измерительной схемы (Марков, 1965 г.).

Кроме общеметрологических требований к скважинным термометрам предъявляется и ряд специфических. При выборе типа термометрической аппаратуры важными факторами являются время, затрачиваемое на подготовку аппаратуры, количество обслуживающего персонала, возможность монтажа лебедки с кабелем и аппаратуры на том или ином типе автомобиля. С этих позиций представляется целесообразным конструирование термометрической аппаратуры, способной работать при питании от бортовой сети автомобиля и комплектуемой легкими одножильными небронированными кабелями диаметром 2,5—3,5 мм. Спуско-подъемное оборудование в этом случае может быть смонтировано на любом типе отечественных автомобилей, например УАЗ-469, а обслуживающий персонал может состоять из двух человек — инженера-исследователя и техника-водителя.

### *Термочувствительные элементы скважинных термометров*

Задачей термочувствительного элемента является функциональное преобразование температуры окружающей среды в электрическую величину, подаваемую на вход измерительного преобразователя. В настоящее время известно достаточно большое число элементов, способных осуществить подобное преобразование и найти применение в термометрах. К таким элементам относятся металлические (платина, медь, прецизионные сплавы) терморезисторы, выходной функцией которых является изменение электрического сопротивления, линейно связанного с изменением температуры (Справочник ..., 1974). Наибольший интерес из этого класса чувствительных элементов представляют металлические терморезисторы, выполненные на основе медного микропровода в стеклянной изоляции. Существенным недостатком металлических терморезисторов является малая крутизна преобразования. Температурный коэффициент сопротивления при 0° С составляет для платины 0,39%/°С, для меди 0,42%/°С для сплава Н5К10 0,35—0,45%/°С.

Вторым широко распространенным классом термочувствительных элементов являются полупроводниковые терморезисторы на основе смеси окисных полупроводников и на основе полупроводниковых кристаллов (Мартюшов, Зайцев, 1968 г.). Монокристаллические терморезисторы, выполненные на основе кремния, по свидетельству разработчиков, позволяют сочетать высокую временную стабильность параметров с малой постоянной времени, линейной функцией преобразования и достаточно высоким температурным коэффициентом (до одного процента на 1° С сопротивления). К сожалению, подобные терморезисторы выпускаются не-

большими партиями с ограниченным значением номиналов (Кривоносов, 1971 г.).

Отечественной промышленностью выпускается широкий ассортимент терморезисторов, выполненных на основе окисных полупроводников. Такие терморезисторы имеют значительный по величине температурный коэффициент (до 4% на  $1^{\circ}\text{C}$ ) сопротивления отрицательного знака и экспоненциальную зависимость сопротивления от температуры (Мартюшов, Зайцев, 1968 г.). Наибольший интерес (для разработчиков термометрической аппаратуры) представляют микротерморезисторы марки СТЗ-19 конструкции Карманова и др.

Рядом авторов исследовалась возможность использования в качестве термочувствительных элементов полупроводниковых диодов, транзисторов, тиристоров (Кривоносов, 1974 г., Фогельсон, 1972 г.). Р-п переход может быть включен в прямом и обратном направлении.

Использование обратных Р-п переходов полупроводниковых приборов в качестве термометрических величин, несмотря на большую крутизну преобразования, сталкивается со значительными трудностями, основные из которых — высокое значение нижней границы измеряемого диапазона температур (у кремниевых приборов  $80^{\circ}\text{C}$ ) и малая протяженность этого диапазона ( $50^{\circ}\text{C}$ ).

В СССР впервые разработаны и выпускаются опытным производством микроминиатюрные емкостные датчики температуры К10-21, изготавливаемые на основе сегнето-керамики, имеющей достаточно низкую ( $5\text{--}8^{\circ}\text{C}$ ) температуру фазового перехода (Вербицкая, 1968 г.).

Вариконды К10-21 эксплуатируются в диапазоне температур выше точки Кюри, при этом отсутствует зависимость емкости вариконда от величины питающего напряжения. Отечественные емкостные термочувствительные элементы рекомендуются предприятием-изготовителем для применения в радиотелеметрических системах, измеряющих температуру с малой величиной погрешности ( $0,1^{\circ}\text{C}$ ). Вариконды характеризуются высоким значением отрицательного температурного коэффициента емкости, гиперболическим законом изменения емкости от температуры, малой постоянной времени.

В последние годы у нас в стране и за рубежом проводятся работы по созданию высокоточных термочувствительных элементов на основе кварцевых резонаторов (Дмитриев, 1974 г.; Кришталь, 1974 г.). Эти работы представляются весьма перспективными для создания прецизионной термометрической аппаратуры, предназначенной для регистрации медленно протекающих процессов. Существенным недостатком кварцевых датчиков температуры является их большая инерционность, так как невозможно обеспечить хороший тепловой контакт резонатора со средой и его долговременность.

Даже краткий обзор термочувствительных элементов показывает их многообразие. Поэтому разработчику весьма важно иметь

определенные критерии, позволяющие рационально выбрать термочувствительный элемент. Таким критерием, по мнению авторов, может служить энергетический порог чувствительности, являющийся обобщенным показателем точности, чувствительности и быстродействия (Новицкий, 1968 г.). При этом предполагается, что диапазон измеряемых температур у сравниваемых приборов одинаков.

Сопоставление различных термочувствительных элементов с точки зрения минимального значения энергетического порога чувствительности позволяет отдать предпочтение микротерморезисторам конструкции Карманова. Каждый терморезистор этой конструкции индивидуально аттестуется предприятием-изготовителем. При этом нормируются значение сопротивления при 0 и 20° С, значение ТКС, стабильность, мощный коэффициент сопротивления, постоянные времени в зависимости от вида окружающей среды. Следует отметить, что точность измерения температуры терморезисторами принципиально зависит от разогрева терморезистора измерительным током и от изменения интенсивности теплообмена между рабочим телом терморезистора и окружающей средой. Аналитическое выражение для оценки относительной погрешности измерения температуры получено Шашковым и Касперовичем (1962 г.), а Горнштейн (1968 г.) экспериментально показал, что с помощью микротерморезисторов при рационально выбранном режиме питания может производиться измерение температуры с погрешностью не более 0,01° С.

### *Измерительные преобразователи скважинных термометров*

Функцией измерительного преобразователя является преобразование информации об измеряемой температуре, носителем которой является выходная величина термочувствительного элемента, с целью представления этой информации в форме, наиболее удобной для передачи информации в канал связи.

Схема измерительного преобразователя определяется в значительной мере видом термочувствительного элемента и параметрами канала связи. Последний определяет вид, частотный диапазон и уровень выходной мощности измерительного преобразователя. Кроме того, проектируемый преобразователь должен обеспечить:

- оптимальный режим электрического питания термочувствительного элемента;

- большой динамический диапазон изменения выходной величины;

- высокую стабильность электрических параметров в широком диапазоне изменения внешних факторов (температуры, сопротивления канала связи и т. п.);

- высокую экономичность.

В настоящее время в конструкциях скважинных термометров нашли применение амплитудные и частотные системы передачи информации. Преимущества частотных систем в достаточной мере обоснованы в целом ряде работ (Новицкий, 1961 г., 1968 г., 1970 г.). Из основных достоинств следует отметить высокую помехоустойчивость, возможность представления информации в цифровой форме и в аналоговой в силу специфичности частоты как физической величины. Кроме того, амплитудно-модулированный процесс при фиксированном уровне мощности сигнала передает вдвое меньшее количество информации по сравнению с частотномодулированными. Применение одножильных небронированных кабелей, когда в состав канала связи входит неконтролируемое сопротивление между корпусом прибора и колонной скважины, практически исключает применение амплитудного способа передачи информации. Канал связи, образованный тонким небронированным кабелем, частично намотанным на лебедку, а частично находящимся в обводненной среде скважины, при всей его дешевизне, малогабаритности и мобильности имеет и определенные недостатки. Электрические параметры такого канала связи изменяются в зависимости от глубины спуска прибора и от вида среды, заполняющей скважину. Опыт работы с подобными кабелями показывает, что минимальное затухание сигнала наблюдается в области частот с верхним значением 30—40 кГц.

На основании изложенного можно прийти к выводу, что для создания измерительного преобразователя частотной телеметрической системы, работающего с резистивными термодатчиками, выходной сигнал которого меняется в вышеназванном диапазоне частот, могут быть применены RC-генераторы и частотно-импульсные колебательные схемы повышенной стабильности (Куликов, Чистяков, 1972 г.). Переменный характер электрических параметров канала связи может привести к неконтролируемому резонансному усилению или затуханию отдельных составляющих импульсного сигнала, что при регистрации цифровым методом приведет к просчетам, т. е. систематическим погрешностям. Поэтому для передачи в канал связи предпочтительнее сигнал, форма которого близка к синусоидальной, т. е. в качестве измерительных преобразователей целесообразнее применение RC-генераторов синусоидальных колебаний.

Класс измерительных RC-генераторов в настоящее время освещен в литературе достаточно подробно как теоретически (Крикунов, 1958 г., Сааков, 1954 г.), так и методически (Гутников, 1956 г., 1975 г.). Поскольку в литературе приведены оригинальные решения RC-генераторов (Петин, 1967 г., Сун, 1973 г.) и описаны способы их применения в качестве измерительных преобразователей скважинных термометров (Барминский, 1966 г.; Басин, Степанов, 1970 г.; Неткач, 1973), здесь освещены лишь некоторые вопросы, представляющие интерес для конструкторов скважинной аппаратуры.

С точки зрения стабильности частоты и совершенства формы колебаний следует отдать предпочтение генераторам с Г-образными частотно-задающими цепями, образующими одну из ветвей четырехплечего моста (Новицкий, 1970). В таких генераторах достаточно жесткие требования предъявляются к величине коэффициента усиления и постоянству фазовой характеристики усилителя. Схема усилителя при этом получается сложной, нуждается в индивидуальной настройке и требует относительно высокой квалификации от изготовителя. Совершенствование технологии и связанное с ним расширение номенклатуры выпуска дешевых и надежных линейных интегральных схем, обладающих высокими эксплуатационными параметрами, позволяет создавать на основе усилителей общего применения и операционных усилителей высокостабильные измерительные генераторы (Гутников, 1975 г.; Марше, 1974 г.; Шило, 1974 г.).

Стремление обеспечить минимальное значение погрешности измерения за счет нестабильности частоты заставляет увеличивать коэффициент перестройки частоты генерируемых колебаний (Фремке, 1975 г.). Изменение частоты генерации в 10—15 раз в RC-генераторах возможно при использовании в частотно-задающей цепи двухэлементного резистивного и емкостного чувствительного элемента с аналогичным диапазоном изменения выходной величины. Это следует непосредственно из соотношения, описывающего зависимость частоты генерации от параметров частотно-задающей цепи

$$F = \frac{1}{2\pi RC}, \quad (V.1)$$

где  $F$  — частота генерации;

$R$  и  $C$  — сопротивление резисторов и емкость конденсаторов в последовательном и параллельном плечах моста Вина.

Вид зависимости (V.1) показывает, что термочувствительный элемент может быть образован из двух терморезисторов или термоконденсаторов. Причем в случае применения варикондов может быть реализована линейная зависимость частоты от измеряемой температуры (Губанов, 1974 г.).

Следствием реализации измерительных RC-генераторов с большим динамическим диапазоном изменения частоты выходного сигнала является нецелесообразность получения линейной функции преобразования

$$F = f(t^\circ). \quad (V.2)$$

Если частота генератора изменится от значения  $F$  до значения  $10F$ , то абсолютное значение нестабильности частоты изменится от значения  $\delta F$  до значения  $10\delta F$ . Таким образом, при постоянной крутизне преобразования  $S = \Delta F / \Delta t^\circ = \text{const}$  в начале диапазона термометр позволит достоверно различить  $\Delta F / \delta F$  градаций измене-

ния температуры при общем изменении в  $1^\circ\text{C}$ . В конце диапазона число различных градаций уменьшится в 10 раз.

Более рационально иметь нелинейную зависимость частоты генерации от измеряемой температуры, обеспечивающую постоянство относительного изменения частоты при изменении температуры на  $1^\circ\text{C}$  по всему диапазону. Недостаток нелинейной функции преобразования автоматически устраняется при обработке экспериментального материала с помощью ЭВМ. Применение в качестве чувствительного элемента, включенного в частотно-задающую цепь RC-генератора, полупроводниковых терморезисторов позволяет получить увеличение крутизны преобразования с увеличением частоты. В этом случае при рационально сконструированном усилителе реализуется функция преобразования вида (Неткач, 1975)

$$F = \frac{1}{2\pi R_0 C \exp \frac{B(T_0 - T)}{T_0 T}}, \quad (\text{V.3})$$

где  $R_0$  — сопротивление терморезистора при температуре  $T_0 = 273^\circ\text{K}$ ;

$B$  — постоянная материала терморезисторов;

$T$  — измеряемая температура.

В координатах  $\ln F$  и  $1/T$ ,  $K$  измерительная характеристика термометра представляется прямой линией. При этом устраняется сложность тарировки термометра с нелинейной функцией преобразования.

Как уже отмечалось, высокие метрологические параметры могут обеспечиваться микротерморезисторами при микроощном режиме электрического питания, который должен обеспечиваться измерительным преобразователем. Классические методы стабилизации амплитуды колебаний с помощью инерционной нелинейности оказываются непригодными для стабилизации малых (0,5—0,8) уровней напряжения колебаний RC-генераторов, работающих в широком диапазоне температур. В этом случае более приемлемым оказывается метод симметричного ограничения за счет нелинейности входных и выходных характеристик транзистора и метод шунтирующего диода (Неткач, 1973 г.; Мишустин, 1971 г.).

На основании изложенного можно сказать, что при современном состоянии уровня развития техники достаточно точная, быстродействующая, мобильная и дешевая скважинная термометрическая аппаратура для измерения температур до  $100^\circ\text{C}$  может быть реализована с применением тонких одножильных небронированных кабелей, полупроводниковых терморезисторов и мостовых RC-генераторов на основе интегральных усилителей. Этот вывод проиллюстрируем конструкциями термометров, разработанных авторами.

На рис. 59 изображена электрическая схема термометра, выполненного с применением интегрального усилителя K1VC221Д. За основу принята схема RC-генератора, предложенная Е. П. Пе-

тиным (1967 г.). Для повышения входного сопротивления усилителя применен истоковый повторитель на транзисторе  $T1$ . Связь его с микросхемой гальваническая, ввиду чего резистор  $R4$  нуждается в индивидуальном подборе. Ограничение амплитуды осуществляется за счет нелинейности начальных участков входных и выходных характеристик транзисторов. При этом уровень синфазного напряжения, подаваемого на частотно-зависимый потенциометр  $C3, C4, R1, R2, C5, C6$ , определяется величиной резистора  $R5$ , подбираемого при настройке. Пары конденсаторов в частотно-задающей цепи  $C3C4$  и  $C5C6$  подбираются исходя из заданного диапа-

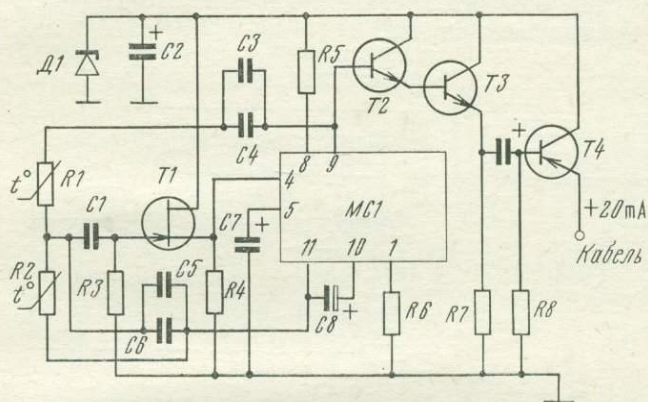


Рис. 59. Принципиальная электрическая схема термометра с интегральным усилителем K1VC221D

зона частоты генерации и минимального температурного коэффициента емкости (Проваз, 1970). Для согласования измерительного преобразователя с каналом связи служит каскад на транзисторах  $T2-T4$ . Стабилизация питающего напряжения осуществляется с помощью параметрического стабилизатора на диоде  $D1$ . С помощью внешних элементов  $R6, R7, C8$  осуществляются дополнительные обратные связи (Загорский, 1971 г.; Чаповский, 1968 г.). Питание схемы осуществляется стабилизированным током  $+20$  мА.

На рис. 60 изображена схема термометра, измерительный генератор которого имеет в качестве усилительного элемента операционный усилитель K1VT401Б. Вопросы применения операционных усилителей при построении RC-генераторов освещены достаточно подробно (Гутников, 1975 г.; Марше, 1974 г.; Шило, 1974 г.). Отметим лишь некоторые особенности данной схемы, в которой применено неинвертирующее включение операционного усилителя. Резистор  $R^4$  осуществляет 100%-ную отрицательную обратную связь по постоянному току, что приводит к высокой стабильности параметров усилительного элемента, а совместно с конденсатором  $C5$  и резистором  $R3$  образует аperiodическую цепь моста Вина. Подобное включение операционного усилителя позволяет сочетать

высокое входное сопротивление и стабильность параметров. При этом резистор  $R_5$ , определяющий входной ток неинвертирующего входа, практически не снижает входного сопротивления, так как на его выводах присутствует одно и то же напряжение. Элементы частотной коррекции  $R_6C_8$  выбираются в соответствии с имеющимися рекомендациями (Гутников, 1974). Элементы частотно-задающей цепи  $C_1$  и  $C_2$  образованы парами конденсаторов по принципу термокомпенсации. Стабилизация амплитуды на уровне  $\approx 0,6\text{В}$  осуществляется методом шунтирующего диода (Мишустин, 1971 г.), для чего используется цепочка  $C_6$   $D_1$   $D_2$ . Стабилизация питающего напряжения и связь с кабелем производится так же, как и в предыдущем случае.

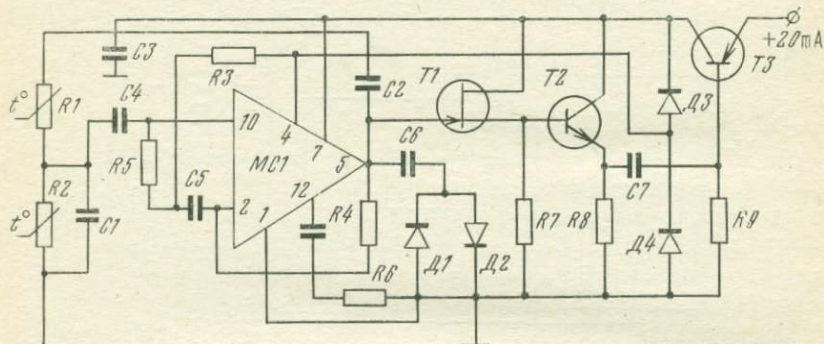


Рис. 60. Принципиальная электрическая схема термометра с операционным усилителем K1VТ401В

В обеих схемах термометров применяются термостойкие элементы: резисторы МТ, конденсаторы КМ и К53-1А, кремниевые транзисторы. Для наиболее полной реализации возможностей терморезистивных чувствительных элементов следует весьма тщательно проектировать защитные герметизирующие устройства скважинных термометров. Конструкция микротерморезисторов МТ64 позволяет применять их для измерения температуры в агрессивных и проводящих средах без дополнительной герметизации. Однако из-за невысокой механической прочности стеклянной оболочки терморезистора эта возможность не может быть реализована в конструкциях скважинных термометров. Герметизирующий чехол должен обеспечить хороший тепловой контакт между датчиком и окружающей средой. Между поверхностью датчика и внутренней поверхностью чехла должна отсутствовать неконтролируемая электрическая связь, вызывающая спонтанное изменение параметров частотно-задающей цепи. Решение этих двух задач может быть получено при заполнении внутреннего объема чехла силиконовым маслом (Андрианов, Скипетров, 1962 г.) и при изготовлении чехла из материала с высокой теплопроводностью. Для уменьшения времени установления показаний между корпусом термо-

метра и чехлом термочувствительного элемента целесообразно иметь конструктивные элементы, обладающие малой теплопроводностью.

На рис. 61 представлена конструкция головки термометра, разработанная авторами для микротерморезисторов конструкции Карманова. Корпус 1 изготовлен из материала Х17Н13М2Т, чехол термодатчика 2, выполненный из материала МО, крепится пайкой на припое ПСР-40 к несущему элементу 3, в качестве которого используется трубка (3,8 × 0,2) из термообработанного материала 36НХТЮ. Второй конец трубки крепится сваркой по торцу к корпусу 1. Крепление трубки в верхней части корпуса позволяет иметь большую длину теплоизолирующего элемента при минимальном общем размере головки термометра. Конструктивный элемент 4, выполненный из эбонита, материала с минимальной теплопроводностью, повышает жесткость конструкции и позволяет иметь максимальное тепловое сопротивление между корпусом прибора и элементом 3. Конструкция головки термометра предусматривает возможность профилактического осмотра и замены термочувствительных элементов. Микротерморезисторы крепятся с помощью теплопроводящего компаунда (Кардашов, 1973 г.) в пазах 8 контейнера 6, выполненного из материала МО (контейнер 6 для наглядности изображен в большем, по сравнению с головкой, масштабе). Наружный диаметр контейнера 6 соответствует внутреннему диаметру чехла 2 (ходовая посадка  $X_3$ ). Проволочные выводы от датчиков проходят через тонкостенную трубку 7. С помощью втулки 9 и накидной гайки терморезисторы фиксируются в рабочем положении. Для защиты термочувствительных элементов от механических повреждений применен защитный элемент 5, в котором фрезеровкой изготовлены четыре окна для доступа скважинной жидкости к чехлу терморезисторов. Подобная конструкция герметизирующего кожуха термодатчиков обеспечивает время установления показаний в свободной жидкости при перепаде температур в 50° С не более 3 с.

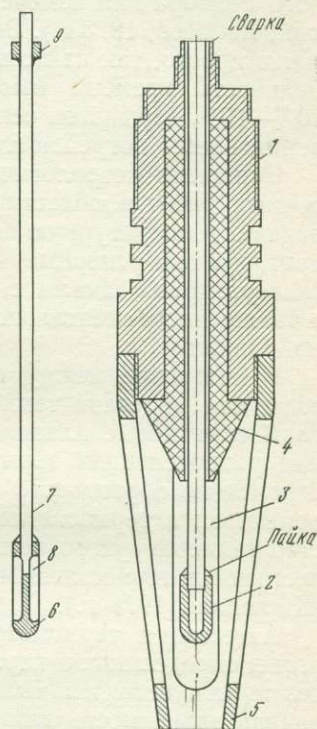


Рис. 61. Сечение головки скважинного термометра

## Градуировка термометров

Скважинные термометры с частотным выходом могут рассматриваться как измерительные преобразователи в соответствии с ГОСТ 16263—70. При калибровке весьма важными являются вопросы выбора образцовых средств, способа градуировки вторичного прибора для измерения частоты выходного сигнала (Агалецкий, Колосов, 1973 г.). Выбор вторичного прибора решается достаточно просто, так как современные частотомеры обеспечивают стабильность времени измерения с относительной погрешностью  $10^{-6}$ — $10^{-8}$ . При этом основной вклад в общую погрешность измерения внесет погрешность дискретности.

Основным метрологическим документом при проведении поверочных работ в области термометрии следует считать Международную температурную шкалу МПТШ-68. Этим документом регламентируются реперные точки, методы и средства интерполяции температурной шкалы в интервалах между реперными точками, а также инструментальное обеспечение для передачи температурной шкалы.

В интервале между тройной точкой воды и точкой кипения воды для передачи температурной шкалы могут быть использованы образцовые платиновые термометры сопротивления и ртутные равноделенные термометры типа ТР. Совместные измерения с помощью образцового и аттестуемого термометров должны выполняться в термостатах, обеспечивающих необходимое постоянство температурного поля по термостатируемому объему. Из отечественных термостатов могут быть рекомендованы ТВ-3М и ТМ-2М (Киренков, 1971 г.).

Аттестация термометра проводится в два этапа. На первом этапе определяются параметры измерительного преобразователя без термочувствительных элементов, на втором этапе — градуировочная зависимость для термометра в целом. Методика выполнения измерений при исследовании РС-генераторов может быть определена следующим образом:

— термочувствительные элементы заменяются на термостабильные резисторы (например, ПТМК-0,5), величина которых соответствует началу рабочего диапазона частоты генерации;

— проводится серия измерений частоты с целью определения временной стабильности, длительность серии определяется требуемой точностью оценки погрешности, полученные результаты обрабатываются с целью определения энтропийной погрешности (Новицкий, 1968 г.);

— определяется температурная составляющая погрешности, при этом меняется температура окружающей среды и регистрируется частота выходного сигнала;

— определяется дестабилизирующее влияние режима электрического питания;

— определяется общая погрешность преобразователя с начала диапазона по законам суммирования погрешностей.

Аналогичные действия проводятся в трех-пяти точках шкалы. При этом определяется вид полосы погрешностей прибора.

После этого следует переходить ко второму этапу. При этом предполагается, что результаты аттестации преобразователя удовлетворительные. Критерием этой удовлетворительности может служить число достоверно различимых градаций в пределах  $1^\circ\text{C}$  в различных областях измеряемого диапазона, для чего ориентировочная крутизна преобразования должна быть сопоставлена с абсолютным значением результирующей погрешности, в том числе и с погрешностью дискретности. Определение градуировочной зависимости для термометра проводится путем совместных измерений температуры с помощью термометра-образца и частоты выходного сигнала аттестуемого.

Весьма существенным вопросом является обеспечение одновременности совместных измерений, для чего необходимо размещение в близлежащих точках термостатируемого объема чувствительных элементов термометра-образца и калибруемого термометров и согласование их постоянных времени. Конкретный метод совмещения по времени и координате определяется условиями градуировки.

Результаты аттестации термометра представляются в виде таблицы совместно измеренных величин — температуры и частоты. Шаг измерения температуры определяется исходя из поставленных задач и не бывает, как правило, больше  $1^\circ\text{C}$ . Результаты совместных измерений обрабатываются с целью нахождения аналитической зависимости между температурой и частотой (Долинский, 1971 г.). Следует отметить, что найденная зависимость  $F = f(T_0)$  не является постоянной. Старение элементов схемы определит прогрессирующую погрешность, ввиду чего для термометра должна быть регламентирована необходимая частота поверок.

В табл. 41 представлены результаты метрологических исследований одного из образцов описанных выше термометров. Сопоставление результатов калибровок, проведенных через месяц, показывает, что их расхождение обуславливается погрешностью дискретности, а сопоставление калибровок, проведенных через 1,5 года, определяет величину систематической прогрессирующей погрешности ( $0,06^\circ\text{C}$ ). Отсюда следует, что период поверок должен быть определен в 3—6 месяцев.

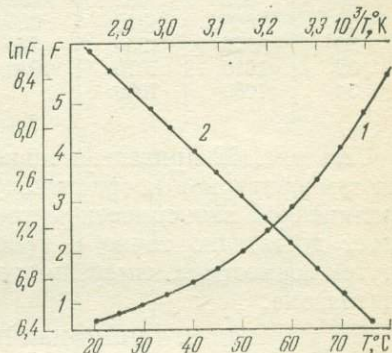


Рис. 62. Градуировочные зависимости термометра

1 — в координатах  $F$  и  $T, ^\circ\text{C}$ ; 2 — в координатах  $\ln F$  и  $1/T, ^\circ\text{K}$

Результаты калибровок через месяц и через 1,5 года

$T, ^\circ\text{C}$	$F$			$T, ^\circ\text{C}$	$F$		
	19/II 1974	19/III 1974	3/VI 1975		19/II 1974	19/III 1974	3/VI 1975
20	633	634	635	36	1174	1173	1173
22	685	686	687	38	1265	1265	1263
24	741	742	742	40	1363	1364	1362
26	802	802	802	42	1470	1470	1468
28	866	866	866	44	1583	1584	1581
30	936	936	936	46	1707	1708	1705
32	1010	1010	1010	48	1841	1843	1839
34	1089	1088		50	1991	1991	1987

На рис. 62 приведена зависимость частоты выходного сигнала от температуры в координатах  $T, ^\circ\text{C}$  и  $F, 1/T, K$  и  $\ln F$ . Наличие нелинейной зависимости между измеряемыми величинами позволяет достаточно точно и просто проводить проверку термометра путем совместных измерений температуры и частоты в двух точках диапазона.

## 2. ТЕПЛОФИЗИЧЕСКАЯ АППАРАТУРА И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования зависимостей тепловых свойств горных пород от пористости, структуры, текстуры, заполняющих флюидов, и минерального состава являются важнейшим элементом изучения физики Земли. Плотность и теплоемкость породы — аддитивные величины (табл. 42), которые легко определить, зная физические свойства составляющих компонент. Причем для флюидов эти свойства зависят от формы связей со скелетом породы. Теплопроводность и температуропроводность — эффективные параметры, зависящие не только от тепловых свойств, концентраций компонент, но и от структуры пористой среды. Казалось бы, что расчет тепловых свойств как наиболее экономичный, а поэтому и привлекательный, метод позволяет оценивать параметры горных пород. Однако анализ существующих расчетных методов изучения теплопроводности (Дульнев, Заричняк, 1974; Николаева, Непримеров, Николаев, 1972) показывает, что они далеки от совершенства, и эксперимент необходим как для определения и уточнения тепловых свойств исходных компонент, так и для контроля результатов теории.

### *Краткий обзор методов измерений тепловых свойств пород*

В настоящее время существует множество лабораторных методов измерений теплопроводности и температуропроводности (Лыков, 1952; Чудновский, 1962; Кондратьев, 1954; Дульнев и др.,

Теплофизические свойства пород и насыщающих их флюидов

Тепловые свойства	Породообразующие компоненты ( $i = 1, 2, 3$ )	Скелет породы	Флюид	Порода (насыщенная флюидом)
Плотность	$\rho_i$	$\rho_k = \sum_{i=1}^n m_i \rho_i$ , где $m_i$ — объемная концентрация $i$ -ой компоненты	$\rho_*$	$\rho_n = \bar{m} \rho_* + (1 - \bar{m}) \rho_k$ , где $\bar{m}$ — пористость
Теплоемкость	$C_i$	$C_k = \sum_{i=1}^n m_i C_i$	$C_*$	$C_n = \bar{m} C_* + (1 - \bar{m}) C_k$
Теплопроводность	$\lambda_i$	$\lambda_k = f(\lambda_i, m_i)$	$\lambda_*$	$\lambda_{эфф} = f(\lambda_k, \lambda_*, m_i, \bar{m}, \Gamma)$ $\lambda_{эфф}$ — эффективная теплопроводность
Температуропроводность	$a_i$	$a_k = \frac{\lambda_k}{\sum_{i=1}^n m_i C_i}$	$a_*$	$a_{эфф} = \frac{\lambda_{эфф}}{C_n}$ $a_{эфф}$ — эффективная температуропроводность

1966; Любимова, 1964; Danielson, 1969), которые обобщены и систематизированы (Гинзбург, Уколов, 1972). Все существующие методы можно разделить по тепловому режиму на стационарные и нестационарные.

Стационарные методы основаны на принципе стационарного теплового режима ( $\frac{\partial T}{\partial \tau} = 0$ ).

Многообразие стационарных методов объясняется разной техникой эксперимента при измерении коэффициента теплопроводности. При использовании эталонного образца для исключения теплового потока метод называют сравнительным (в отличие от абсолютного метода); форма исследуемого образца дает название плоским, цилиндрическим, сферическим методам; способы распространения тепла — линейным, радиальным, сферическим методам. Однако в основе всех стационарных методов лежит условие поддержания постоянной температуры в любой точке исследуемого вещества. По абсолютному методу теплопроводность определяется из формулы (для образца в виде плоскопараллельной пластины)

$$\lambda = \frac{qx}{T_1 - T_2}, \quad (V.4)$$

где  $q = \frac{Q}{S \cdot \tau}$  — удельный тепловой поток;

$T_1, T_2$  — температура на границах образца;

$T_1 - T_2$  — перепад температуры на обеих изотермических поверхностях образца;

$x$  — толщина образца.

В дальнейшем стационарные методы стали использовать с применением тепломеров для измерений тепловых потоков (Герашенко, Федоров, 1965). Х. И. Амирханов (1972 г.) предложил метод компенсационного измерения  $\lambda$ . Однако несмотря на простоту, надежность, высокую точность (2—10%) метода, ряд недостатков (определение только  $\lambda$ , большие градиенты температур и продолжительность опыта) ограничивают его применение. Так, для измерений  $\lambda$  влажных горных пород этот метод оказывается уже непригодным (возникновение миграции влаги из-за больших градиентов температур, значительное изменение влагосодержания в течение измерений и т. д.).

Нестационарные методы основаны на принципе нестационарного теплового режима ( $\frac{\partial T}{\partial \tau} = 0$ ). Они подразделяются на методы регулярного режима 1, 2, 3-го рода, характеризующиеся независимостью пространственно-временного изменения температуры от начальных условий, и на чисто нестационарные методы, для которых существенно задание конкретных начальных условий.

Методы регулярного режима 1 рода (Кондратьев, 1954) основаны на том, что при погружении в среду с постоянной температурой ( $T_{cp} = const$ ) тела с определенным температурным полем в нем через некоторое время разность температур любой точки тела и среды меняется по экспоненциальному закону:

$$T_i - T_{cp} = AU(x, y, z)e^{-m\tau} \quad (V.5)$$

где  $A$  — постоянная интегрирования;

$U(x, y, z)$  — функция распределения температур в теле по координатам;

$m$  — темп охлаждения, который зависит от условий теплообмена между телом и средой, от тепловых свойств, формы, размеров образца.

Начало развитию методов регулярного режима 3 рода положено Ангстремом. Достоинства методов заключаются в следующем:

— большое количество информации, так как можно фиксировать пространственные затухания амплитуд и сдвиги фаз нескольких гармонических колебаний, а также пространственно-временное изменение средней температуры. Кроме того, для гармонических колебаний происходит многократное повторение результатов измерений;

— независимость гармонических колебаний от величины начальной температуры, что позволяет производить измерения в широком интервале температур и внутренних градиентах.

Ряд трудностей, возникающих в этих тепловых схемах (Микрюков, 1959; Филиппов, 1970), связан с измерением коэффициента теплоотдачи и теплового потока, падающего на поверхность образца. Эти трудности можно преодолеть, применяя тепловую схему, в которой измеряемый объект в виде пластины с теплопроводностью  $\lambda$ , температуропроводностью  $a$  и толщиной  $L$  помещается между двумя полуограниченными телами с известными и равными тепловыми свойствами  $\lambda_0, a_0$ . На одной из границ сопряжения задается периодический тепловой поток, а измерение температуры производится на другой границе сопряжения или в полуограниченном теле. Решение математической задачи для этой тепловой схемы выполнено по методу интегральных соотношений (Волков, Чугунов, Саламатин, 1974). При измерении температуры на границе сопряжения и для  $\frac{\omega L^2}{a_0} > 10$  тепловые свойства образца связаны простыми аналитическими выражениями с измеряемыми параметрами

$$a = \frac{\omega L^2}{2 \left( \varphi - \frac{\pi}{4} \right)^2}, \quad (V.6)$$

$$\lambda = -\lambda_0 \sqrt{\frac{a}{a_0}} \left[ 1 - \frac{q \sqrt{a_0} \exp \left[ - \left( \psi - \frac{\pi}{4} \right) \right]}{2 \sqrt{\omega} \lambda_0 \theta} \times \right. \\ \left. \times \left( 1 \pm \sqrt{1 - \frac{4^2 \sqrt{\omega} \lambda_0 \theta \exp \left( \varphi - \frac{\pi}{4} \right)}{\sqrt{a_0} q}} \right) \right], \quad (V.7)$$

где  $\omega$  — частота колебаний;

$q, \theta$  — амплитуды колебаний теплового потока и температуры;

$\varphi$  — сдвиг по фазе между колебаниями теплового потока и температуры.

В последнее время все большее применение находят чисто нестационарные методы, которые основаны на принципе нестационарного теплового режима ( $\frac{\partial T}{\partial \tau} \neq 0$ ) и определяются следующими граничными условиями:

— на поверхности тела задан ход температуры со временем  $T = f(\tau)$ ;

— на поверхности тела задан ход теплового потока со временем:  $q_n = f(\tau)$ ;

— поверхность тела обменивается с окружающей средой по закону Ньютона;

— поверхность тела обменивается с окружающей средой путем кондуктивной теплопроводности по закону Фурье.

Нестационарные методы обладают рядом преимуществ, особенно при измерении теплофизических характеристик сложных гетеро-

генных систем (комплексное определение тепловых свойств; небольшая продолжительность измерений, что позволяет исследовать влажные тела и пренебречь тепловыми потерями; возможность изучения образцов небольших размеров; высокая точность измерений до 2—5%).

Авторами была создана установка для измерений  $\lambda$  и  $a$  горных пород (Николаев, Николаева, 1975) на основе нестационарного метода тепловой емкости (Das, Hossain, 1966). Между нагревателем  $H$  и холодильником  $X$  помещаются два идентичных образца  $O$  в виде плоскопараллельных пластин, между которыми располагается медная пластина  $M$ , выполняющая роль тепловой емкости (рис. 63). Температура холодильника и нагревателя поддерживается постоянной и равной температуре окружающей среды  $T_c$ .

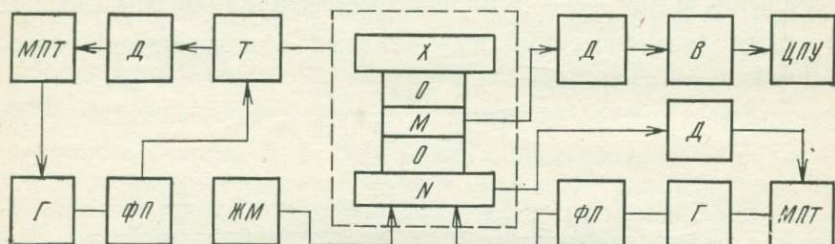


Рис. 63. Блок-схема установки по трехслойной модели

$X$  — холодильник;  $H$  — нагреватель;  $O$  — образцы;  $M$  — медная пластина;  $T$  — термостат;  $Д$  — датчик температуры;  $МПТ$  — мост постоянного тока;  $Г$  — гальванометр;  $ФП$  — фотоэлектронный преобразователь

В момент  $\tau = 0$  температура на поверхности образца, соприкасающейся с нагревателем, скачком меняется до  $T_0$  и далее поддерживается постоянной. Изменение температуры регистрируется датчиком температуры в середине медной пластины. По двум температурным кривым с различными тепловыми емкостями определяются  $\lambda$  и  $a$ :

$$\lambda = \frac{(C_1 - C_2) d}{2(\tau_1 - \tau_2)}, \quad (V.8)$$

$$a = \frac{d^2 (C_1 - C_2)}{2(C_1 \tau_2 - C_2 \tau_1)}, \quad (V.9)$$

где  $d$  — толщина каждого образца;

$C_1, C_2$  — произведение теплоемкости медной пластины на ее толщину;

$\tau_1, \tau_2$  — экспоненциальное время нарастания (время, за которое температура в середине медной пластины достигает 0,632 максимального отклонения).

Данным методом, используя время задержки  $\tau_{зад}$  тепловой волны, можно комплексно определять  $\lambda$  и  $a$  из одного опыта. Для  $\frac{2dC_0}{C} \leq 1,5$ , где  $C_0, d$  — теплоемкость и толщина образца, а  $C$  —

произведение теплоемкости на толщину медной пластины, можно предложить следующие приближенные выражения для  $\lambda$  и  $a$  (Николаева, 1976).

$$a = \frac{1}{6} \frac{d^2}{\tau_{\text{зад}}}, \quad (\text{V.10})$$

$$\lambda = \frac{dC}{2(\tau_{\text{exp}} - 3\tau_{\text{зад}})}, \quad (\text{V.11})$$

где  $\tau_{\text{exp}}$  — экспоненциальное время нарастания температуры.

Для определения  $\lambda$  и  $a$  удобно использовать один измеряемый образец, а другой — эталонный с известными тепловыми свойствами. Задача сводится к исследованию одномерных нестационарных температурных полей в области, состоящей из трех слоев с различными тепловыми свойствами, когда внешние поверхности термостатированы при различных температурах (Николаева, Саламатин, 1976). Математическая постановка задачи в безразмерном виде следующая:

$$\frac{\partial \theta}{\partial F_0} = A(x) \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2}, \quad 0 < x < 1; \quad F_0 > 0;$$

а)  $\theta|_{F_0=0} = 0;$

б)  $\theta|_{x=0} = 1;$

в)  $\lambda_1 \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_{x=L_1-0} = \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_{x=L_1+0}; \quad \theta|_{x=L_1-0} = \theta|_{x=L_1+0};$

г)  $\lambda_2 \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_{x=L_2-0} = \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_{x=L_2+0}; \quad \theta|_{x=L_2-0} = \theta|_{x=L_2+0};$

д)  $\theta|_{x=0} = 0;$

где

$$A(x) \begin{cases} A_1 = \frac{a_1}{a_3}, & 0 < x < L_1, \\ A_2 = \frac{a_2}{a_3}, & L_1 < x < L_2, \\ A_3 = \frac{a_3}{a_3} = 1, & L_2 < x < 1. \end{cases} \quad (\text{V.12})$$

$$\lambda_1 = \frac{\lambda_1}{\lambda_2}; \quad \lambda_2 = \frac{\lambda_2}{\lambda_3}.$$

Здесь  $\theta$  — приведенная температура;

$F_0, x$  — временная и пространственная координаты;  
 $A_i, \lambda_i, L_i$  — параметры, характеризующие тепловые свойства и относительную толщину  $i$ -го слоя.

Сущность метода интегральных соотношений заключается в том, что в начальный период времени вся область изменения переменной  $x$  разбивается условно на две зоны: возмущенную  $0 < x <$

$< l(F_0)$  и невозмущенную  $0 < x < 1$ . На границе возмущенной зоны  $x = l(F_0)$  выполняются условия (Баренблатт, 1954)

$$\begin{cases} \theta|_{x=l} = 0, \\ \frac{\partial \theta}{\partial x}|_{x=l} = 0. \end{cases} \quad (\text{V.13})$$

Решение задачи имеет вид

$$\theta = \begin{cases} 1 + \sum_{i=1}^n a_i(F_0) f_i(x); & 0 < x < l(F_0), \\ 0 & x > l(F_0). \end{cases} \quad (\text{V.14})$$

При этом  $a_1, a_2$  — коэффициенты, зависящие от нахождения фронта тепловой волны  $l(F_0)$ ; а функции  $f_i(x)$  определяются как решения рекуррентной системы дифференциальных уравнений

$$A(x) \frac{d^2 f_i}{dx^2} = f_{i-1}; \quad i = 1, 2, \dots (f_0 = 0) \quad (\text{V.15})$$

с граничными условиями

$$\begin{aligned} \text{а) } f_i|_{x=0} = 0; \quad \text{б) } \lambda_1 \frac{df_i}{dx} \Big|_{x=L_1=0} &= \frac{df_i}{dx} \Big|_{x=L_1+0}; \\ f_i|_{x=L_1-0} &= f_i|_{x=L_1+0}; \\ \text{в) } \lambda_2 \frac{df_1}{dx} \Big|_{x=L_2=0} &= \frac{df_i}{dx} \Big|_{x=L_2+0}; \quad f_i|_{x=L_2-0} = f_i|_{x=L_2+0}. \end{aligned} \quad (\text{V.16})$$

Решение данной задачи не представляется в явном виде, и обработка экспериментального материала проводится на ЭВМ.

### *Техника измерений тепловых свойств пород*

Между полуограниченными цилиндрами-эталоном с известными  $\lambda_0$  и  $a_0$  (плавленый кварц, полиметилметакрилат) помещается измеряемый образец (рис. 64). На границе сопряжения эталон-образец помещается нагреватель, задающий периодические колебания теплового потока и выполненный из константановой фольги. В качестве нагревателя применялись также световые лампы типа КГМ. В этом случае граница сопряжения эталон-образец должна быть абсолютно серым телом с известным постоянным коэффициентом поглощения светового потока, роль которого может выполнять черненная медная фольга. В качестве датчика температуры использовались термопары, холодный конец которых помещался на торец эталонного образца, а горячий спай — на границу сопряжения задней стенки образца и эталона. Импульсный модулятор теплового потока представляет собой электромагнитное реле, управляющее током через нагреватель. Генератор эталонного времени представляет собой задающий кварцевый генератор с частотой 1200 Гц и систему делителей частоты управляющих ра-

ботой модулятора. Кроме того, с генератора эталонного времени подается отметка включения теплового потока на самописец. Электрический сигнал с датчика температуры усиливается усилителем постоянного тока и регистрируется самописцем. При изме-

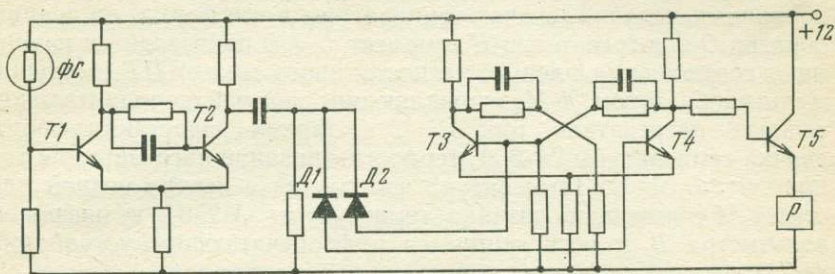


Рис. 64. Блок-схема установки для определения теплопроводности и температуропроводности по методу температурных волн

рениях тепловых свойств использовались образцы толщиной от 8 до 12 мм. Периоды колебания теплового потока 20—120 с, а амплитуда мощности колебаний 50—300 Вт/м<sup>2</sup>, причем в этом интервале амплитуд колебаний теплового потока сохраняется линейность между амплитудами теплового потока и амплитудами измеряемых температур, что говорит об отсутствии боковых потерь.

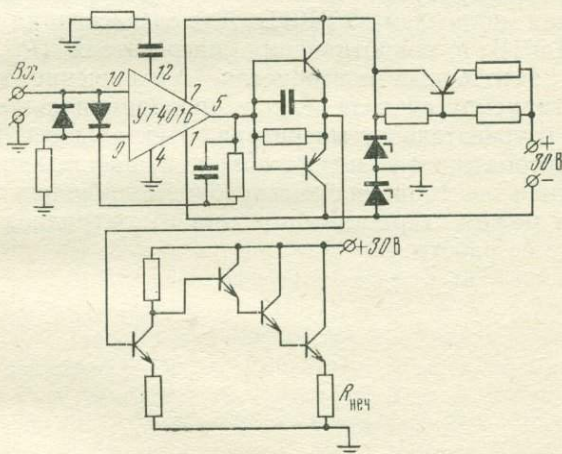


Рис. 65. Электронная схема термостатирующего устройства с пропорциональным регулированием

Из расчетных формул (V.6), (V.7) видно, что тепловые свойства измеряемого образца зависят от сдвига по фазе. Поэтому измерение сдвига по фазе должно производиться с особой точностью не ниже десятых долей секунды.

В методе трехслойной модели (см. рис. 63) температура холодильника X, поддерживается термостатируемой жидкостью термо-

стата  $T$ . Задание начальных условий (постоянство температуры) осуществляется с помощью термостатирующего устройства, включающего датчик температуры  $D$ , мост постоянного тока  $MPT$ , гальванометр  $G$  и фотоэлектронный преобразователь  $ФП$ . Задание граничных условий (скачок температуры и его форма) на границе образца  $O$  с нагревателем  $H$  в момент  $\tau = 0$  производится изменением соотношения плеч моста постоянного тока  $MPT$  и ждущим мультивибратором  $ЖМ$ , управляющим подачей дополнительного тепла в нагреватель, при  $T = 2^\circ \text{C}$  (время нарастания фронта скачка температуры 2—3 с); термостатирование нагревателя с точностью  $\pm 0,01^\circ \text{C}$ . Температура измеряется в центре медной пластины  $M$  с помощью датчика температуры  $MT-64$  и цифрового вольтметра  $B$  и регистрируется цифropечатающим устройством  $ЦПУ$ .

Изменение температуры в термостатирующем объекте вызывает разбаланс моста, зайчик гальванометра отклоняется, и фотоэлектронный преобразователь корректирует изменение (рис. 65). В отличие от других схем, данный преобразователь срабатывает на прохождение зайчика гальванометра, что позволяет повысить чувствительность термостатирующего устройства. Кроме фотоэлектронной системы термостатирования, работающей в релейном режиме, авторы использовали систему с пропорциональным регулированием температуры, где в качестве усилителя используется интегральная микросхема УТ401Б. Для согласования выхода усилителя УТ401Б и сопротивления нагревателя ( $R_{\text{наг}} = 10 \text{ Ом}$ ) применены эмиттерные повторители. Уменьшение температуры в термостатируемом объекте ведет к пропорциональному увеличению тока в нагревателе и температура объекта растет. Таким образом она автоматически поддерживается на заданном уровне. Однако данная электронная схема требует калибровки датчика температуры в режиме термостатирования и контроля за калибровкой в процессе работы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдонин М. А. О некоторых формулах для расчета температурного поля пласта при тепловой инъекции. — Изв. вузов. Нефть и газ, 1964, № 3, с. 37—42.
- Агалецкий П. Н., Колосов А. Н. Общие вопросы метрологической аттестации прецизионных измерительных преобразователей. — Измерительная техника, 1973, № 1, с. 21—23.
- Аравин В. И., Нумеров С. Н. Теория движения жидкостей и газов в недеформируемой пористой среде. М., Гостехиздат, 1953, 616 с.
- Аравин В. И. Расчеты и моделирование плановой фильтрации. Госэнергоиздат, 1963, 78 с.
- Атрощенко П. П. Геотермические условия Северной части Припятской впадины. Минск, Наука и техника, 1975, 104 с.
- Бабинец А. Е., Лялько В. И., Митник М. М. Геотермические условия и методы изучения геотермических полей гидрогеотермических ресурсов земной коры. — В кн.: Тепло Земли и его извлечение. Киев, 1974 с. 10—42.
- Баранов И. Г. Формирование структур Днепровско-Донецкой впадины и их нефтегазоносность. — Труды УкрНИГРИ, вып. XII, 1965. 234 с.
- Баренблатт Г. И. О некоторых приближенных методах в теории одномерной неустановившейся фильтрации жидкости при упругом режиме. — Изв. АН СССР. ОТН, № 9. 1954.
- Басин Я. Н., Степанов А. Г. Скважинная аппаратура для измерения дебита и температуры. — В кн.: Геофизическая аппаратура. Вып. 44, М., 1970, с. 94—97.
- Белаш П. М. Основы вычислительной техники. М., Недра, 1964, 329 с.
- Берч Ф. Обзор некоторых теорий термальной истории Земли. — Изв. АН УССР. Сер. геол., 1966, № 1, с. 39—56.
- Берч Ф., Шерер Дж., Спейсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. М., Изд-во иностр. лит., 1949. 303 с.
- Боганик Н. С. К познанию закономерностей развития земной коры и геотермальных полей стратисферы. М., Наука, 1970. 64 с.
- Богомолов В. З. Теплопередача в дисперсном теле (теплопроводность почвы) — Труды физико-агрономич. ин-та. Вып. 3, М., 1941, с. 4—27.
- Богомолов Г. В., Цыбуля Л. А., Атрощенко П. П. Геотермическая зональность территории БССР. Минск, Наука и техника, 1972. 216 с.
- Бондарчук В. Г. Геология Украины. Киев, Наукова думка, 1959. 832 с.
- Бочевер Ф. М., Орадовская А. Е. К прогнозу изменения температуры подземных вод в водозаборах инфильтрационного типа. — Труды ВОДГЕО. Вып. 9, М., 1964, с. 67—81.
- Бочевер Ф. М., Орадовская А. Е. Конвективная диффузия солей в радиальном потоке подземных вод в связи с защитой от загрязненных потоков. — Труды ВОДГЕО. М., Вып. 13, 1966, с. 159—180.
- Браилковский Г. С., Голиков В. А. Геотермические аномалии южной прибортовой зоны Днепровско-Донецкой впадины. — Нефтегаз. Геол. и геофиз., 1970, вып. 1, с. 30—34.

*Буянова И. Я., Лялько В. И., Месяц И. А.* Термальные воды западного Крыма и экспериментальное прогнозирование их запасов. — Геол. журн., т. XXV, 1968, вып. 5, с. 44—53.

*Бэр Я., Заславский Д., Ирмеш С.* Физико-математические основы фильтрации воды. М., Мир, 1971. 452 с.

*Веригин Н. Н.* Некоторые задачи конвективной теплопроводности в пористой среде. — Труды ВОДГЕО. Вып. 9, М., 1964, с. 54—66.

*Вернадский В. И.* История минералов земной коры. История природных вод. Избр. соч. Изд-во АН СССР, 1960. Т. IV, Книга вторая. 649 с.

*Виноградов А. П.* Результаты и прогнозы геологии. — В кн.: Успехи геологии и разв. минер.-сырьевой базы за 50 лет Советской власти, М., 1969, с. 7—18.

*Волков И. К., Чугунов В. А., Саламатин А. Н.* Обобщение метода интегральных соотношений и применение его к некоторым задачам теплопроводности. — В кн.: Исследования по прикладной математике. Вып. 2, Казань, 1974, с. 18—24.

*Вульфсон Л. Д.* К вопросу о методике моделирования процессов нестационарного теплообмена в грунте при фильтрации воды квазианалоговой электромоделю. — Электроника и моделирование. Киев, 1975, вып. 5, с. 19—21.

*Геотермическая карта СССР в масштабе 1 : 5 000 000 (с объяснительной запиской).* М., Наука, 1972. 39 с.

*Геотермия нефтегазоносных областей Азербайджана и Туркмении.* М., Наука, 1973. 191 с.

*Герашенко О. А., Федоров В. Г.* Тепловые и температурные измерения. Киев, Наукова думка, 1965. 304 с.

*Гидрогеотермические условия верхних частей земной коры.* М., Наука, 1973. 164 с.

*Гинзбург А. С., Уколов В. С.* Опыт систематизации методов определения теплотехнических характеристик зернистых материалов. — Тепло- и массоперенос. Т. 7, 1972, с. 130—135.

*Гинзбург Г. Д.* Об образовании кристаллогидратов природных газов в недрах. — В кн.: Гидрогеология Енисейского Севера. Л., 1969, с. 109—128.

*Гиринский Н. К.* Некоторые вопросы динамики подземных вод. Вопр. гидрогеологии и инж. геологии. 1947, № 9, с. 3—100.

*Гольдберг В. М., Язвин Л. С.* Методические указания по оценке эксплуатационных запасов подземных термальных вод/ВСЕГИНГЕО, М., 1966. 170 с.

*Гребер Г., Эрк С.* Основы учения о теплообмене. ОНТИ НКТП, СССР, 1936. 327 с.

*Дахнов В. Н., Дьяконов Д. И.* Термические исследования скважин. М.-Л., Гостоптехиздат, 1952. 252 с.

*Дементицкая Р. М.* Кора и мантия Земли. М., Недра, 1967. 280 с.

*Джамалова А. С.* Тепловой поток и генерация радиогенного тепла в эпигерцинских структурах Дагестана. — Докл. АН СССР, т. 176, 1967, № 1, с. 77—78.

*Димо В. Н.* Тепловой режим почв СССР. М., Колос, 1972. 359 с.

*Достовалов Б. Н., Кудрявцев В. А.* Общее мерзлотоведение. М., Изд-во МГУ, 1974. 403 с.

*Дружинин Н. И.* Изучение региональных потоков подземных вод методом электрогидродинамических аналогий. М., Недра, 1966. 336 с.

*Дульнев Г. Н., Заричняк Ю. П.* Теплопроводность смесей и композиционных материалов. Л., Энергия, 1974. 264 с.

*Дьяконов Д. И., Яковлев Б. А.* Определение и использование тепловых свойств горных пород и пластовых жидкостей нефтяных месторождений. М., Недра, 1969. 204 с.

*Дэйвис С. Р.* Гидрогеология. М., Мир, 1970. 254 с.

*Жернов И. Е., Шестаков В. М.* Моделирование фильтрации подземных вод. М., Недра, 1971. 224 с.

*Застежко Ю. С., Лурье А. И.* Некоторые особенности геотермических условий Шебелинского газового месторождения. — Нефть и газ. пром., 1965, № 3, с. 8—11.

*Застежко Ю. С., Терещенко В. А., Лурье А. И.* Геотермические условия и термальные воды Днепровско-Донецкой впадины. — В кн.: Региональн. геотермия и распр. вод в СССР. М., 1967, с. 70—74.

*Иванов Н. С.* Тепло- и массоперенос в мерзлых горных породах. М., Наука, 199. 240 с.

*Иванов Н. С., Гаврильев Р. И.* Теплофизические свойства мерзлых горных пород. М., Наука, 1965. 74 с.

*Ингерсолл Л. Р., Зобель О. Дж., Ингерсолл А. К.* Теплопроводность, ее применение в технике и геологии. М.-Л. Машгиз, 1959. 259 с.

*Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И.* Гидрогеология СССР. М., Гостеолтехиздат, 1959. 366 с.

*Карлюс У.* Моделирующие устройства для решения задач теории поля. М., Изд-во иностр. лит., 1962, с. 473—477.

*Карслоу Г., Егер Д.* Теплопроводность твердых тел. М., Наука, 1964. 487 с.

*Керстен М. С.* Тепловые свойства грунта. — В кн.: Мерзлотные явления в грунте. М., 1955, с. 200—207.

*Киссин И. Г.* Гидродинамические аномалии в подземной гидросфере. М., Наука, 1967. 135 с.

*Кобранова В. Н.* Физические свойства горных пород. М., Гостоптехиздат, 1962. 490 с.

*Ковнер С. С.* Качественный анализ термической аномалии антиклинали. — Докл. АН СССР. Т. 55, 1947, № 7, с. 611—614.

*Кондратьев Г. М.* Регулярный тепловой режим. Гостехиздат, 1954. 408 с.

*Кононов В. И.* Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М., Наука, 1965. 146 с.

*Коронкевич Н. И.* Влияние природных факторов на водопотребление. — Изв. АН СССР. Сер. географ., 1972, № 5, с. 54—62.

*Корытникова Н. Н.* О связи глубинных температур с термическими коэффициентами горных пород и формой глубинных структур. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1943, № 3, с. 115—133.

*Косарев А. А.* Моделирование тепловых задач с конвекцией. — Тепло. массообмен. Т. 6, Минск, 1966.

*Крашин И. И., Ганявин В. В., Орфаниди Е. К.* Моделирование процессов тепло-массопереноса в подземных водах. ВСЕГИНГЕО. М., 1974. 91 с.

Крашин И. И., Орфаниди Е. К. Моделирование на УСМ-1 для оценки запасов термальных вод Терско-Суэженской депрессии. — Труды ВСЕГИНГЕО. Вып. 27. М., 1971, с. 67—78.

Крашин И. И., Орфаниди Е. К. Применение сеток Либмана для моделирования процессов теплообмена в потоках подземных вод. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., 1972, с. 111—119.

Крашин И. И. Моделирование фильтрации и теплообмена в водонапорных системах. М., Недра, 1976. 159 с.

Кругликов Н. М. К вопросу о геотермической роли движения подземных вод. Геологический сборник 8, — Труды ВНИГРИ. Вып. 220, М., 1963, с. 260—273.

Кудрявцев В. А. Влияние инфильтрации теплых летних осадков на температурный режим, сезонное промерзание и протаивание и на годовые теплообороты грунтов. — Мерзлотные исследования. Вып. VII. М., 1967, с. 27—29.

Кудрявцев В. А., Гарагуля Л. С., Чижов А. Б. Приближенные методы оценки условий существования таликов. — Мерзлотные исследования, вып. XIV. М., 1974, с. 81—90.

Кудрявцев В. А., Чижов А. Б. О книге Н. М. Фролова «Гидрогеотермия». — Разведка и охрана недр, 1969, № 10, с. 62—64.

Кутас Р. И., Лялько В. И., Митник М. М. Влияние гидрогеологических факторов на результаты геотермических измерений. — Докл. АН УРСР. Т. 5. 1967, вып. 12, с. 1077—1080.

Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины. Киев, Наукова думка, 1971. 138 с.

Кутасов И. М. Восстановление температурного поля многолетнемерзлых горных пород после бурения скважин. В кн.: Тепловые процессы в мерзл. горн. породах, М., 1964, с. 134—142.

Куртнер Д. А., Чудновский А. Ф. Расчет и регулирование теплового режима в открытом и защищенном грунте. Л., Гидрометеиздат, 1968. 293 с.

Лапшин Н. Н. О моделировании уравнения конвективной диффузии и теплопроводности в потоках подземных вод. — Труды ВОДГЕО. Инж. гидрогеология. Вып. 22, М., 1969, с. 53—55.

Левич В. Г. Физико-химическая гидродинамика. М., Физматгиз. 1959. 518 с.

А. с. № 1372849/24-6 [СССР]. Способ утилизации тепла геотермальных и промышленных минерализованных и агрессивных вод. Авт. изобрет. Б. Н. Лобаева. — Заявл. 23/IX 1969.

Ломтадзе В. Д. Результаты исследования воды, отжатой из глинистых отложений различной степени их литификации. — Изв. вузов, Геол. и разв., 1959, № 9.

Лонг Дж. Кьериги Дж. Влияние степени минерализации на сжимаемость пластовых пород. Пер. журн. — Инженер-нефтяник, 1961, № 7.

Лурье А. И., Митник М. М. Оценка с помощью электро моделирования роли конвективного теплопереноса в формировании геотермических аномалий локальных структур. — В кн.: Проблемы гидрогеологии и инж. грунтовед., Киев, 1970, с. 215—221.

Лыков В. В., Михайлов Ю. А. Теория тепло- и массопереноса, М.-Л., Госэнергоиздат, 1963. 535 с.

Лыков А. В. Явление переноса в капиллярно-пористых телах. М., Гостехиздат. 1954.

Лыков А. В. Тепло- и массообмен в процессах сушки. М.-Л., Госэнергоиздат. 1956.

Лыков А. В. Теория теплопроводности. М., Высшая школа, 1967. 596 с.

Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., Наука, 1968. 279 с.

Любимова Е. А., Александров А. Л., Дучков А. Д. Методика изучения тепловых потоков через дно океанов. М., Наука, 1973. 176 с.

Лялько В. И. Об оценке влаго- и теплопереноса в различных термогидродинамических зонах подземной гидросферы. — В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтоведения. Киев, 1967, с. 31—40.

Лялько В. И., Митник М. М., Ткаченко В. Г. О методике расчета запасов термальных вод с применением электромоделирования (на укр. яз.). — Геолог. журнал, т. XXVII, 1967, вып. 6, с. 29—39.

Лялько В. И., Митник М. М. Определение скорости движения флюидов в недрах и проницаемости горных пород по геотермическим данным (на укр. яз.). — Докл. АН УССР. Серия Б. 1968, № 5, с. 389—394.

Лялько В. И. Расчет оптимального отбора недр при откачке термальных вод с помощью моделей ЭГДА. — В кн.: Применение вычислительной техники при гидрогеологич. исслед. М., 1969, с. 84—92.

Лялько В. И., Митник М. М. Оценка величины вертикального перетока подземных вод и коэффициентов фильтрации слабо проницаемых пород с помощью Геотермических методов. — В кн.: Применение геофизич. методов при гидрогеол. и инж.-геол. исслед. М., ВИЭМС, 1970, с. 70—82.

Лялько В. И., Митник М. М. Влияние вертикальной фильтрации воды в однородных слабо проницаемых пластах на геотермические параметры. — В кн.: Применение геофизич. методов при гидрогеологич. и инж.-геолог. исслед. М., ВИЭМС, 1970, с. 140—141.

Лялько В. И. Перспективы глубинного теплоотбора в Украинской ССР. — В кн.: Проблемы гидрогеологии и инж. грунтоведения. Киев, 1970, с. 222—236.

Лялько В. И. Баланс термальных вод Закарпатья и прогнозирование их запасов. — В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М., 1973, с. 101—106.

Лялько В. И., Митник М. М. О формировании запасов термальных вод Днепровско-Донецкой впадины. — В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М., 1973, с. 107—111.

Лялько В. И., Терещенко В. А. Элементы гидрохимической инверсии в Днепровско-Донецком бассейне подземных вод и возможный механизм их формирования (на укр. яз.). — Докл. АН УССР. Серия Б, 1973, № 11, с. 981—985.

Лялько В. И. Методы расчета тепло- и массопереноса в земной коре. Киев. Наукова думка, 1974. 129 с.

Лялько В. И., Митник М. М. Дистанционные геотермические поиски полезных ископаемых. — Геологич. журнал. Т. 35, 1975, вып. 6, с. 27—45.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., Недра, 1965. 379 с.

Макаренко Ф. А. Некоторые результаты изучения подземного стока. — Труды Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР. Т. 1, М., 1948, с. 51—66.

Макаренко Ф. А. Водные процессы распределения и выноса подземного тепла и формирования термоаномалий. — В кн.: Геотермические исслед. и использ. тепла Земли. М., 1966, с. 58—62.

*Малофеев Г. Е.* О моделировании процесса нагревания пласта при закачке горячей жидкости. — Изв. вузов. Нефть и газ. 1959, № 9, с. 49—56.

*Малофеев Г. Е.* К расчету распределения температур в пласте при закачке горячей жидкости в скважину. — Изв. вузов. Нефть и газ. 1960, № 7, с. 59—64.

*Малофеев Г. Е.* Сравнительная оценка формул для расчета нагревания пласта при нагнетании горячей жидкости. — Изв. вузов. Нефть и газ. 1962, № 4, с. 48—52.

*Марков А. И., Неткач А. Я.* Аппаратура для термогидродинамических исследований пластов и скважин. Научно-техническое совещание по геотермическим методам исследований в гидрогеологии. ВСЕГИНГЕО, М., 1975, с. 111—112.

*Меламед В. Г., Медведев А. В.* Исследование процессов тепло- и массообмена в капиллярно-пористых средах при затвердевании с помощью ЭВМ. IV Всес. конф. по тепло- и массообмену. Т. 8, Минск, 1972, с. 218—230.

*Меламед В. Г.* Автомодельное решение задачи о промерзании с миграцией влаги при учете пучения и образования ледяных прослоек. — В кн.: Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях, М., 1974, с. 39—95.

*Меламед В. Г., Медведев А. В.* Автомодельное решение задачи промерзания тонкодисперсных пород с учетом пучения и льдообразования на поверхности грунта. — Мерзлотные исследования, вып. XIII, М., 1973, с. 116—134.

*Меламед В. Г., Перльштейн Г. З.* К математической постановке задачи об оттаивании пород с учетом инфильтрации воды. — Мерзлотные исследования, вып. XI, М., 1971, с. 3—13.

*Мельников П. И.* Влияние подземных вод на глубокое охлаждение верхней зоны земной коры. — В кн.: Мерзлотно-гидротермические и гидрогеологические исследования на востоке СССР. М., 1967, с. 24—27.

*Методические указания по изучению термальных вод в скважинах/Н. М. Фролов, В. В. Аверьев, Н. Е. Духин, Е. А. Любимова.* М., Недра, 1964. 140 с.

*Методическое руководство по электрическому моделированию гидрогеологических задач/А. П. Козьменко, И. И. Крашин, Д. И. Пересушко, В. А. Племенов.* М., ВСЕГИНГЕО, 1970. 123 с.

*Микрюков Е. В.* Теплопроводность и электропроводность металлов и сплавов. М., Госиздат, 1959. 260 с.

*Митник М. М.* Стационарный тепловой режим горизонтального водоносного пласта. — В кн.: Проблемы гидрогеологии и инж. грунтоведения. Киев, 1970, с. 253—262.

*Митник М. М.* Определение скорости вертикальной фильтрации по геотермическим замерам в слоистых слабо проницаемых толщах. В кн.: Проблемы гидрогеологии и инж. грунтоведения. Киев, 1972, с. 107—111.

*Моисеенко У. И., Соколова Л. С., Алиева М. А.* Влияние влажности на теплопроводность горных пород. — Геология и геофизика, 1970, № 7, с. 114—117.

*Моисеенко У. И., Соколова Л. С., Истомин В. С.* Электрические и тепловые свойства горных пород. М., Наука, 1970. 67 с.

*Мухин Ю. В.* Процессы уплотнения глинистых осадков. М., Недра, 1965. 200 с.

*Мягичев А. Н.* Напорный комплекс подземных вод и колодцы. — Изв. АН СССР, ОТН, № 9, 1947, с. 1069—1088.

*Непримеров Н. И., Пудовкин М. А., Марков А. И.* Особенности теплового поля нефтяного месторождения. Изд-во Казан. ун-та, 1968. 162 с.

*Научно-техническое совещание по геотермическим методам исследований в гидрогеологии/ВСЕГИНГЕО.* М., 1975. 126 с.

*Непреднамеренные воздействия на климат.* Пер. с англ. Л., Гидрометеиздат, 1974. 260 с.

*Нерсесова З. А.* Фазовый состав воды при замерзании и оттаивании грунтов. — В кн.: Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. М., 1953, вып. 1, с. 37—51.

*Николаев Н. С., Козлов Э. С., Подгородников Н. Н.* Аналоговая математическая машина УСМ-1. Метгиз, 1962. 292 с.

*Николаев С. А., Николаева Н. Г.* Установака для исследования теплофизических свойств горных пород методом тепловой емкости в лабораторных условиях. — В кн.: Физические процессы горного производства. Л., 1975, с. 3—6.

*Николаева Н. Г., Непримеров Н. Н., Николаев С. А.* Эффективная теплопроводность нефте-водо-газосодержащих песчаников. — В кн.: Теоретические и экспериментальные проблемы рациональной разработки нефтяных месторождений. Казань, 1972, с. 63—65.

*Николаева Н. Г.* Определение теплопроводности и температуропроводности по времени задержки тепловой волны. — В кн.: Вопросы термики, термодинамики и разработки нефтяных месторождений. Казань, 1976, с. 5—8.

*Новые методы и приборы для исследования теплофизических параметров материалов/Г. Н. Дульнев, Е. С. Платунов, В. В. Курепин, С. Е. Буравой* — Тепло- и массоперенос. Т. 7, М. — Л., с. 164—174.

*Овчинников А. М.* Проблемы изучения терм. — Труды МГРИ. Т. 20, 1940, с. 262—274.

*Овчинников А. М.* Основные принципы применения гидрогеологических критериев к поискам месторождений полезных ископаемых. — Вопр. теор. и прикл. геологии. 1947, № 2, с. 3—16.

*Овчинников А. М.* Водонапорные системы земной коры. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1961, № 8, с. 85—90.

*Овчинников А. М.* О гидротермальном режиме земной коры. — Докл. АН СССР. Нов. серия. 1946. Т. 33, № 7, с. 649—652.

*Огильви Н. А.* Вопросы теории температурных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. М., 1959, с. 53—85.

*Одинец Г. Ф.* Ротационное тепло Земли и проблема термальных вод. — Бюлл. МОИП. Отд-ние геологии. 1963, № 4. 142 с.

*О решении задач планового тепло- и массопереноса в подземных водах с помощью ЭВМ/В. В. Лукович, В. И. Лялько, М. М. Митник, В. Г. Ткаченко.* — Гидромеханика. Киев, 1974, № 28, с. 81—89.

*Основы гидрогеологических расчетов Ф. М. Бочевев, И. В. Гармонов, А. В. Лебедев, В. М. Шестаков.* М., Недра, 1969. 364 с.

*Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях/ред. Р. А. Кудрявцев.* Изд-во МГУ, 1974. 431 с.

*Пампура В. Д., Кочергин В. Н., Бальшев О. А.* Физико-математические модели природных гидротермальных систем. М., Наука, 1973. 123 с.

*Парийский Н. Н.* Земные приливы и внутреннее строение Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геоф., 1963, № 2, с. 193—215.

*Полевой С. Л., Ковшов И. П.* Оценка прогнозных эксплуатационных запасов термальных вод в условиях водонапорных систем. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1968, № 10, с. 79—85.

*Полубаринова-Кочина П. Я.* Теория движения грунтовых вод. М., Госгеолтехиздат, 1952. 676 с.

*Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли/Тр. первого Всесоюзн. совещ. по геотермическим исслед.* М., т. 1, 1959. 255 с., т. 2, 1961. 306 с.

*Пухов Г. Е.* Методы анализа и синтеза квазианалоговых электронных цепей. Киев, Наукова думка, 1967. 568 с.

*Развитие исследований по теории фильтрации в СССР.* М., Наука, 1969. 545 с.

*Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР/ред. Ф. А. Макаренко.* М., Наука, 1967. 315 с.

*Решение научно-технического совещания по геотермическим методам исследований в гидрогеологии и постановление Президиума Центрального Правления НТГО по итогам совещания.* ВСЕГИНГЕО. М., 1975. 10 с.

*Рожевский В. В., Новик Г. Я.* Основы физики горных пород. М., Недра, 1973. 235 с.

*Рубинштейн Л. И.* К вопросу о процессе распространения тепла в гетерогенных средах. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1948, т. 12, № 1, с. 557—560.

*Рубинштейн Л. И.* Об интегральной величине тепловых потерь при нагнетании горячей жидкости в пласт. — Изв. вузов. Нефть и газ, 1959, № 9, с. 41—48.

*Рубинштейн Л. И.* Температурные поля в нефтяных пластах. М., Недра, 1972. 276 с.

*Рускол Е. Л.* Приливная эволюция системы Земля—Луна. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 2, с. 216—222.

*Рускол Е. Л.* О природе температурных неоднородностей в недрах Земли. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1965, № 4, с. 1—8.

*Сакалаускаене 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.

*Самарский А. А.* Локально-одномерные схемы на неравномерных сетках. — Журн. вычисл. мат. и мат. физ. Т. 3, 1963, № 5—63.

*Самарский А. А.* О монотонных разностных схемах для эллиптических и параболических уравнений в случае несамосопряженного эллиптического оператора. — Журн. выч. мат. и мат. физ. Т. 3, 1965, с. 548—551.

*Самарский А. А.* Введение в теорию разностных схем. М., Наука, 1971, 552 с.

*Саульев В. К.* Интегрирование уравнений параболического типа методом сеток. Физматгиз, 1962. 324 с.

*Сергеев О. А.* Метрологические основы теплофизических измерений. М., Изд-во стандартов, 1972. 154 с.

*Сидоренко А. В.* Советская геология за 50 лет. — В кн.: Успехи геологии и развитие минерально-сырьевой базы за 50 лет Советской власти. М., 1969. 76 с.

*Силин-Беккурин А. И.* Динамика подземных вод. М., Изд-во МГУ, 1965. 380 с.

*Справочник* (кадастр) физических свойств горных пород. Под ред. Н. В. Мельникова, В. В. Ржевского, М. М. Протождьяконова. М., Недра, 1975. 279 с.

*Справочник* физических констант горных пород. Под ред. С. Кларка мл. М., Мир, 1969. 541 с.

*Стерленко Э. В.* Теплофизические свойства пластовых вод, нефтей и насыщенных ими горных пород. — Физические процессы горного производства. 1976, вып. 2, 23, 28.

*Сухарев Г. М., Власова С. П., Тарануха Ю. К.* К вопросу о величинах тепловых потоков из недр нефтегазового месторождения Локбатан. — Нефтегаз. геол. и геофиз., 1969, № 12, с. 19—23.

*Тарапон А. Г.* Моделирование нестационарных процессов полей на интеграторах ЭИМП. Киев, 1970, 156 с.

*Тектоническая* карта СССР и МССР/В. Е. Бураковский, В. Н. Гладкий, В. В. Глушко и др. — Геол. журн., 1970, т. 30, с. 3—13.

*Темников А. В.* Квазианалоговый метод электро моделирования температурных полей, возникающий под действием подвижных источников тепла. — Изв. вузов. Приборостроение, 1966, № 5, с. 31—35.

*Тепловой* режим недр СССР. М., Наука, 1970. 224 с.

*Тепло* Земли и его извлечение/А. Н. Щербань, А. Е. Бабинец, А. С. Цырульников, Ю. Д. Дядькин. Киев, Наукова думка, 1974. 263 с.

*Тепловой* режим осадочных толщ. Махачкала, Дагестанское книжн. изд-во, 1972. 228 с.

*Теплообмен* в магматогенных процессах/А. Н. Дударев, В. А. Кудрявцев, В. Г. Меламед, В. Н. Шарапов. Новосибирск, Наука, 1972. 124 с.

*Теплообмен* в магматических процессах/А. Н. Дударев, В. А. Кудрявцев, В. Г. Меламед, В. Н. Шарапов. Новосибирск, Наука, 1972. 124 с.

*Термальные* воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования. М., Наука, 1963. 292 с.

*Терещенко В. А.* Динамика подземных вод палеозойских отложений северо-западной и средней части ДДВ и ее значение для процессов формирования газовых и нефт. месторождений. — Труды ВНИИГАЗ, 1966.

*Терещенко В. А.* Гидрогеологические особенности размещения нефтяных и газовых месторождений на территории Днепровско-Донецкой и Припятской впадин. — Труды ВНИГНИ. Гидродинамика и гидрохимия нефтегазоносных бассейнов Европ. части СССР. Вып. 89, М., 1970.

*Тихомиров В. М.* Теплопроводность горных пород и ее связь с плотностью, влажностью и температурой. — Нефтяное хозяйство, 1968, № 4, с. 11—18.

*Тихонов А. Н.* К вопросу определения векового хода температуры в прошлом/Тезисы докл. на втором совещ. по геотермическим исслед. в СССР. М., Наука, 1964. 18 с.

*Тихонов А. Н.* О влиянии радиоактивного распада на температуру земной коры. — Изв. АН СССР. Отделение матем. и естеств. наук, 1937, № 3, с. 431—459.

- Тихонов А. Н., Самарский А. Н. Уравнение математической физики. М., Наука, 1966. 724 с.
- Ткаченко В. Г. О температурном поле водоносного пласта вскрытого эксплуатационной скважиной. — В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтоведения. Киев, 1970, с. 262—271.
- Толстихин Н. И. Климатическая зональность артезианских вод. — Зап. Ленинградского горн. ин-та. Т. 29, 1953, вып. 2, с. 200—207.
- Уист Р. Гидрогеология с основами гидрологии. М., Мир, 1969. 312 с.
- Успехи геологии и развитие минерально-сырьевой базы СССР. М., Наука, 1969. 77 с.
- Узерилл Дж. У. Константы и энергия радиоактивного распада. — В кн.: Справочник физических констант горных пород. М., 1969, с. 471—479.
- Физика среды обитания растений. Пер. с англ. Л., Гидрометеиздат, 1968. 303 с.
- Филиппов Л. П. Исследование теплопроводности жидкостей. М., Изд-во МГУ, 1970. 239 с.
- Фильчаков П. Ф., Панчишин В. И. Интеграторы ЭГДА. Киев, Изд-во АН УССР, 1961. 76 с.
- Фролов Н. М. Геотермические условия Молдавской ССР. — Труды Лабор. гидрогеол. пробл. АН СССР. М., 1958, с. 42—54.
- Фролов Н. М. Подземные воды западной части Причерноморского артезианского бассейна. — Труды Лабор. гидрогеол. пробл. АН СССР. Т. 38. М., 1961. 115 с.
- Фролов Н. М. О влиянии солнечной радиации на температурный режим земной коры. — Докл. АН СССР, т. 143, 1962, № 4.
- Фролов Н. М. Температурный режим гелиотермозоны. — Труды Лабор. гидрогеол. пробл. АН СССР. Т. 45. М., 1962.
- Фролов Н. М. Экспериментальное определение степени влияния гравитационной конвекции на естественное распределение температуры в буровых скважинах. — Докл. АН СССР, т. 150, 1963, № 2.
- Фролов Н. М. О температурной зональности подземной гидросферы. Тезисы научн.-техн. совещ. по гидрогеол. и инж. геол. М.—Ереван, 1963.
- Фролов Н. М. Роль воды в формировании геотермической зональности. — Бюл. МОИП. Отделение геологии. 1964, т. 39, вып. 3.
- Фролов Н. М., Фролов П. М. Термальные воды Калмыцкой АССР. — Бюл. ОНТИ ВИЭМС. 1965, № 2 (55).
- Фролов Н. М., Язвин Л. С. Вопросы поисков и разведки термальных вод. — Сов. геология. 1965, № 5.
- Фролов Н. М. Температурный режим гелиотермозоны. М., Недра, 1966. 156 с.
- Фролов Н. М. Гидрогеотермия. М., Недра, 1968. 315 с.
- Фролов Н. М., Язвин Л. С. Поиски, разведка и оценка эксплуатационных запасов термальных вод. ВСЕГИНГЕО. М., 1969. 176 с.
- Фролов Н. М. Геотермический метод определения скорости фильтрации подземных вод через разделяющие горизонты слон. Гидрогеологические вопросы подземного захоронения промышленных стоков. — Труды ВСЕГИНГЕО, вып. 14, 1969.
- Фролов Н. М. Температура Земли. М., Недра, 1971. 119 с.

*Фролов Н. М.* Использование геотермических методов при гидрогеологических исследованиях на массивах орошения. Мат. межвед. совещ. по мелиоративной гидрогеологии и инженерной геологии/ Мин. мелиор. и водного хозяйства СССР. Вып. II. М., 1972, с. 287—294.

*Фролов Н. М.* Геотермический метод послойной оценки скорости инфильтрации и пористости пород. — Разведка и охрана недр, 1972, № 3, с. 48—52.

*Фролов Н. М.* Методические рекомендации по изучению режима температуры подземных вод/ ВСЕГИНГЕО. М., 1973. 122 с.

*Фролов Н. М.* Особенности картирования регионального геотемпературного поля в зоне влияния инсоляции. — Докл. АН СССР, 1974, с. 217, № 3, с. 659—662.

*Фролов Н. М.* Гидрогеотермические методы изучения фильтрационных свойств пород зоны аэрации. — Водные ресурсы, 1974, № 1, с. 147—159.

*Фролов Н. М.* Графический способ определения постоянной скорости инфильтрации по термометрическим данным. — Разведка и охрана недр, 1974, № 8, с. 42—45.

*Фролов Н. М.* Научно-техническое совещание по геотермическим методам исследований в гидрогеологии. — Разведка и охрана недр, 1975, № 8, с. 63—64.

*Фролов Н. М.* Гидрогеотермические экспресс-методы изучения фильтрационных свойств пород зоны неполного насыщения. — Водные ресурсы. 1976, № 1, с. 36—59.

*Фролов Н. М.* Геотермические методы изучения условий взаимосвязи поверхностных и подземных вод. — Труды IV Всесоюз. гидрологического съезда. Т. VIII, М., 1976, с. 328—336.

*Фролов Н. М.* Гидрогеотермия. 2-е изд., перераб. и доп. М., Недра, 1976. 280 с.

*Фролов Н. М., Фомин В. М., Богомолов Ю. Г.* О классификации гидрогеологии в связи с созданием автоматизированной информационно-поисковой системы (АИПС). — В кн.: Проблемы гидрогеол. и инж. геологии. Наука и техника, Минск, 1978.

*Фролов Н. М.* Основные направления гидрогеотермии и пути их развития. — В кн.: Проблемы гидрогеол. и инж. геологии. Наука и техника. Минск, 1968.

*Цыбульский Г. П., Абрамова В. И.* Анализ решений уравнения конвективной диффузии с помощью ЭВМ. — Труды ВНИИ. Вып. 47, М., 1966.

*Чарный И. А.* Метод последовательной смены стационарных состояний и его приложение к задачам нестационарной фильтрации жидкостей и газов. — Изв. АН СССР. ОТН, 1949, № 3, с. 323—342.

*Чарный И. А.* Нагревание призабойной зоны при закачке горячей жидкости в скважину. — Нефт. хоз. 1953, № 2, с. 18—29.

*Чарный И. А.* Нагревание призабойной зоны при закачке горячей воды в скважину. — Нефт. хоз. 1953, № 3, с. 29—32.

*Чарный И. А.* Подземная гидрогазодинамика. М., Гостоптехиздат, 1963. 396 с.

*Чекалок Э. Б.* Термодинамика нефтяного пласта. М., Недра, 1965. 238 с.

*Чижов А. Б.* Роль конвективного теплопереноса инфильтрующимися атмосферными осадками в формировании мерзлотно-гидрогеологических условий. Сб. Мерзлотно-ледниковые исследования, вып. V, М., 1966, с. 43—49.

*Чижев А. Б.* Оценка влияния подземных вод на глубину многолетнего промерзания. — Мерзлотные исследования, вып. X. М., 1970, с. 15—18.

*Чижев А. Б.* Вопросы исследования мерзлых пород и подземных вод как саморегулирующихся систем. II Междунар. конф. по мерзлотам. Докл. и сообщ. Вып. 6, Якутск, 1973, с. 55—59.

*Чижев А. Б.* Вопросы гидротермии мерзлой зоны. — Мерзлотные исследования, вып. XIII. М., 1973, с. 90—96.

*Чихрадзе Ш. Г.* Геотермия колхидской низменности. М., Наука, 1972. 103 с.

*Чудновский А. Ф.* Физика теплообмена в почве. М., Физматгиз, 1948.

*Чудновский А. Ф.* Теплообмен в дисперсных средах. М., Гостехиздат, 1954.

*Чудновский А. Ф.* Теплофизические характеристики дисперсных материалов. М., Физматгиз, 1962. 456 с.

*Шадрина Н. Е., Сажин Б. С., Каминский Л. П.* Исследование тепловых характеристик некоторых влажных полимерных материалов. — Тепло- и массо-перенос. Т. 7, 1972, с. 180—182.

*Шасткевич Ю. Г.* Тепловые эффекты при фильтрации подземных вод. Новосибирск, Наука, 1976. 64 с.

*Швецов П. Ф.* Геотермические условия мезозойско-кайнозойских нефтеносных бассейнов. М., Наука, 1974. 131 с.

*Швецов П. Ф.* К вопросу о связи температуры и мощности мерзлоты с геологическими и гидрогеологическими факторами. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1941, № 1.

*Швецов П. Ф.* Закономерности гидрогеотермических процессов на Крайнем Севере и северо-востоке СССР. М., Наука, 1968. 110 с.

*Шейнман А. Б., Малофеев Г. Е., Сергеев А. Н.* Воздействие на пласт теплом при добыче нефти. М., Недра, 1968. 255 с.

*Шестаков В. М.* К теории фильтрации растворов в грунтах. — В кн.: Вопросы формирования химсостава подз. вод. М., 1963, с. 192—213.

*Шестаков В. М.* Теоретические основы оценки подпора, водопонижения и дренажа. М., Изд-во МГУ, 1965. 233 с.

*Шестаков В. М.* Динамика подземных вод. М., Изд-во МГУ, 1973. 327 с.

*Шилин Б. В., Гусев М. А., Кариженский Е. Я.* Об использовании инфракрасной аэросъемки для выявления участков избыточного увлажнения и выходов подземных вод. — Сов. геология, 1971, № 1, с. 155—160.

*Шкатункин В. Н.* Использование метода множественной корреляции для определения температуры «нейтрального слоя». Вопросы изучения и прогноза режима подземных вод. — Тр. ВСЕГИНГЕО. Вып. 65, М., 1973, с. 102—106.

*Шнейдерман Г. А.* О проведении распределения балансовых расчетов основных гидрогеологических параметров с приближенным учетом гидродинамической сетки. — В кн.: Проблемы гидрогеологии и инж. грунт., Киев, 1970, с. 72—83.

*Шпортьок З. М.* Об устойчивости разностных схем при решении на ЭВМ задач подземного теплового переноса. — В кн.: Вопрос геохимии, минералогии, петрологии, рудообразования. Киев, 1975, с. 160—165.

*Шульгин А. М.* Температурный режим почвы. М., Гидрометеониздат, 1957. 242 с.

*Шушпанов А. Г.* Инструментальные погрешности термических измерений

в скважинах. — В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М., 1966, с. 154—159.

*Щелкачев В. Н., Ланук Б. Б.* Подземная гидравлика. М.-Л., Гостоптехиздат, 1949. 522 с.

*Щербань А. Н., Фурман Н. И.* Термоградиентные измерения в глубоких скважинах. — Горная теплофизика, 1968, с. 85—92.

*Bolke K. D. Kusmaull h.* — Chemische und thermische kontamination das grundwasser durch industrierwässer. Z. Dbsch. Geol. Ges., 1973, 124, 2, pp. 447—460.

*Banwell C. J.* Thermal energy from earth's crust. Introduction and Part 1. Natural hydrothermal systems. New Zealand Journ. of Geology and geophysics, vol. 6, N 1, 1963, pp. 52—69.

*Barbier E., Fanally M.* Overview of geothermal exploration and development in the world. Pisa. Italy. 1973, p. 22.

*Benfield A. E.* Terrestrial heat flow in Great Britain. Proc. Roy. Soc. Ser. A., 173, N 955, 1939.

*Birman J. H.* Geothermal exploration for ground—water. Reply. Geol. Soc. of amer. Bull. v. 81, N 4, 1970, pp. 617—630.

*Bolton R. S.* Computer analysis for the Wairakei geothermal field. N. Z. Engng, 1964, 19, N 9, pp. 348—350.

*Bredehoeft J. D. Papadopulos I. S.* Rates of vertical ground—water movement estimate from the Earth's thermal profile. Water resources res. Vol. 1. N 2, 1965, pp. 325—328.

*Bullard E. C., Maxwell A. S., Reveller.* Heat flow through the deep sea floor. Advances Geophys. 3, 1956.

*Cartwright K.* Thermal properties for ground—water. Water resources res. 1968, 4, N 2.

*Cartwright K.* Temperature prospecting for shallow glacial and alluvial aguifers in Illinois. Illinois state geolog. survey. Urbano. Circular 433, 1968, 44 p.

*Clark S. P.* Heat from a differentiated earth. J. Geophys. res., 66, N 4, 1961, pp. 1231—1234.

*Danielson G. C., Sidles P. H.* Thermal diffusivity and other non-steady methods. Thermal conductivity. Ed. R. P. Tye London—New-York, Acad. Press. 1969, pp. 149—201.

*Das M. B., Hossain M. A.* Transient methods of measuring thermal properties of solids. Brit. J. Appl. Phys., 1966, 17, N 1, pp. 87—97.

*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 under—ground 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.

*Ground—Water studies* (an international guide for research and practical). UNESCO. Paris. 1972.

*Jaeger J. C.* Application of the theory of heat conduction to geothermal measurements. In «Terrestrial heat flow». Amer. Geophys. Union. Washington D. C., 1965, pp. 7—23.

*Kolago C. Frolov N. M.* Hidrogeothermija. Przegląd Geologiczny. Warszawa. N 9, 1969, c. 470—472.

*Lauwerier H.* The transport of heat in an oil layer caused by the injection of hot fluid. Applied scientific research, vol. 5, section A, N 2—3, 1955, pp. 87—93.

*Lasseter T. J., Witherspoon P. A.* La simulation numérique du transfert de chaleur et de masse dans les réservoirs géothermiques multidimensionnels biphasiques. Bull. du B. R. G. M. (deuxième série) section 111, N 1, 1975, pp. 35—64.

*Lee W. H. K.* Review of heat data. In «Terrestrial heat flow», Amer. Geophys. Union, Washington D. C., 1965, pp. 87—190.

*Lovering T. S.* Temperatures in and mar intrusions. Econ. Geol. 1955, 50.

*Liebman G.* Solution of some Nuclear reactor problems by the resistance Network analogue method. J. Nuclear Energy, 1956, 2.

*Lyalko V. I.* A method of calculation of optimum removal of the Earth heat by thermal waters pumping applying modelling Bulletin of the intern. Assoc. of Scientific. Hydrology. XIII, an, N 2, June 1968.

*Mac Donald G. I. F.* Geophysical deductions from observations of heat flow. In «Terrestrial heat flow», Amer. Geophys. Union. Washington, D. C., 1965, pp. 191—210.

*Mac Donald G. I. F.* Calculations on the thermal history of the Earth. J. Geophys., Res. 64, N 11, 1959, pp. 1967—2000.

*Parsons M. L.* Groundwater thermal regime in a glacial complex. «Water resources research». vol. 6, N 6, 1970, pp. 1701—1720.

*Roy R. F.* Heat flow measurement in the United States — Ph. D. Thesis, Harvard Univ., 1963.

*Schoeller H.* La température des eaux souterraines. Travaux du Laboratoire de Géologie de la faculté des Sciences de L'université Bordeaux, Tom 1, N 1, 1949, 181 p.

*Stallman R. W.* Computation of groundwater velocity from temperature date in Methods of collecting and interpreting groundwater data. U. S. Geol. Surv. Water supply Pap. 1544—H., 1963, pp. 36—46.

*Stallman R. W.* Steady one—dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature. J. Geoph. res., 1965, vol. 70, N 12, pp. 2821—2827.

*Suzuki S.* Percolation measurements based on heat flow through soil with special reference to paddy fields. J. Geoph., res. 65 (9). 1960, pp. 2883—2885.

*Van Orstrand C. E.* Subsurface temperature gradients. «Problems of Petroleum geology», London, 1934, pp. 989—1021.

*Von Herzen R. P.* Ocean—floor heat flow measurements west of the United States and Baja California. Marine Geol., 1, 1964.

*Von Herzen R. P.* Heat flow values from the South eastern Pacific. — Nature, 183, 1959.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (Н. М. Фролов, П. Ф. Швецов) . . . . .	3
<b>Глава I. Современное состояние и перспективы исследований в области использования методов геотермии для решения теоретических и прикладных задач гидрогеологии (Н. М. Фролов, Г. В. Богомолов, Ф. А. Макаренко, В. М. Фомин)</b> . . . . .	<b>6</b>
<b>Глава II. Основы геотермических методов исследований в гидрогеологии</b> . . . . .	<b>15</b>
1. Физико-геологическая сущность проблемы (П. Ф. Швецов) . . . . .	15
2. Основные процессы, определяющие условия тепло- и массообмена в естественных гидрогеодинамических системах, и их схематизация (Н. М. Фролов, В. И. Лялько, М. М. Митник) . . . . .	17
Гидрогеодинамические условия и их схематизация . . . . .	18
Гидрогеотермические условия и их схематизация . . . . .	20
Общая схема тепло- и массообмена в естественных гидрогеодинамических системах . . . . .	23
3. Аналитические решения задач теплообмена . . . . .	25
Решение задач без учета фазовых переходов (В. И. Лялько, М. М. Митник, Л. Д. Вульфсон) . . . . .	25
Изучение гидрогеотермических полей в условиях фазовых переходов (В. А. Кудрявцев, В. Г. Меламед, А. В. Чижов) . . . . .	36
<b>Глава III. Гидрогеотермические условия на территории СССР</b> . . . . .	<b>43</b>
1. Основные параметры . . . . .	43
Температура (Н. М. Фролов) . . . . .	43
Градиент температуры (Н. М. Фролов) . . . . .	50
Теплофизические свойства горных пород (Р. И. Гаврильев) . . . . .	59
Тепловой поток (Н. М. Фролов, В. И. Лялько, М. М. Митник) . . . . .	67
2. Схема гидрофизической зональности (В. И. Лялько, Ф. А. Макаренко, М. М. Митник) . . . . .	101
3. Закономерности изменения температуры подземных вод и вмещающих пород во времени (Н. М. Фролов, Ю. Г. Шасткевич) . . . . .	113
Основные типы гидрогеотермического режима . . . . .	113
Режим температуры в районах, сложенных плотными водоупорными породами (закрытый тип гидрогеотермического режима) . . . . .	115
Режим температуры в районах, сложенных хорошо проницаемыми породами (открытый тип гидрогеотермического режима) . . . . .	119
Режим температуры в районах, сложенных толщами переслаивающихся водоносных и водоупорных пород (комбинированный тип гидрогеотермического режима) . . . . .	136

Глава IV. Геотермические методы решения некоторых гидрогеологических задач . . . . . 144

1. Общие принципы и задачи гидрогеотермических исследований (Н. М. Фролов) . . . . .	144
2. Изучение условий питания и разгрузки подземных вод с помощью инфракрасной аэрокосмической съемки и наземных гидрогеотермических исследований . . . . .	149
Поверхностные очаги питания и разгрузки подземных вод (В. И. Лялько, М. М. Митник, Л. Д. Вульфсон, Н. М. Фролов)	
Условия взаимосвязи между поверхностными и подземными водами . . . . .	163
Инфильтрация из поверхностных водоемов и водотоков (Н. М. Фролов) . . . . .	164
Субмаринные очаги разгрузки подземных вод (А. В. Ефимов, И. М. Кутасов, Н. М. Фролов, Л. И. Шипицына) . . . . .	168
3. Изучение фильтрационных свойств пород зоны аэрации (Н. М. Фролов) . . . . .	177
4. Оценка скорости фильтрации подземных вод (В. И. Лялько, М. М. Митник, Н. М. Фролов) . . . . .	188
Вертикальная скорость фильтрации . . . . .	188
Горизонтальная скорость фильтрации . . . . .	199
Скорость фильтрации в наклонном водоносном пласте . . . . .	200
5. Послойное гидрогеодинамическое расчленение разрезов (Н. М. Фролов, В. И. Лялько, М. М. Митник) . . . . .	202
Вертикальное движение подземных вод . . . . .	202
Горизонтальное движение подземных вод . . . . .	207
6. Гидрогеотермические методы исследований в нефтяной гидрогеологии (Н. М. Фролов, В. И. Лялько, М. М. Митник) . . . . .	210
7. Гидрогеотермические исследования в карстовых районах (Н. М. Фролов) . . . . .	212
8. Особенности гидрогеотермических исследований в области распространения многолетнемерзлых пород (Н. М. Фролов, Н. Б. Какунов, Р. Г. Петрова) . . . . .	215
9. Палеогидрогеотермические реконструкции и прогноз температуры (Н. М. Фролов) . . . . .	222
Палеогидрогеотермический анализ . . . . .	222
Прогноз температуры . . . . .	228
10. Тепловое загрязнение подземных вод (В. М. Гольдберг) . . . . .	233
11. Гидрогеотермические методы исследований при решении задач по использованию тепла Земли . . . . .	238
Комплекс применяемых гидрогеотермических методов (Н. М. Фролов) . . . . .	238
Определение эксплуатационных запасов термальных вод (Н. М. Фролов, В. И. Лялько, М. М. Митник) . . . . .	242

Глава V. Термометрическая и теплофизическая аппаратура . . . .	248
1. Термометрическая аппаратура (А. И. Марков, А. Я. Неткач) . . . .	248
Термочувствительные элементы скважинных термометров . . . .	249
Измерительные преобразователи скважинных термометров . . . .	251
Градуировка термометров . . . . .	258
2. Теплофизическая аппаратура и методы исследований (Н. Г. Николаева, С. А. Николаев) . . . . .	260
Краткий обзор методов измерений тепловых свойств пород . . . .	260
Техника измерений тепловых свойств пород . . . . .	266
Список литературы . . . . .	269

ИБ № 170

**Геотермические методы исследований  
в гидрогеологии**

Редактор издательства Л. Н. Федорова  
Переплет художника А. Е. Григорьева  
Художественный редактор Е. Л. Юрковская  
Технический редактор А. Е. Матвеева  
Корректор Е. В. Мухина

---

Сдано в набор 11.08.78.  
Подписано в печать 11.03.79. Т-06017.  
Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага № 2. Гарнитура литер.  
Печать высокая. Печ. л. 18,0  
Уч.-изд. л. 18,94. Тираж 2200 экз.  
Заказ 1064/7303-2. Цена 1 р. 10 к.

---

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19

---

Ленинградская типография № 6 Ленинградского  
производственного объединения «Техническая  
книга» Союзполиграфпрома при Государственном  
комитете СССР по делам издательств,  
полиграфии и книжной торговли.  
193144, Ленинград, С-144, ул. Моисеенко, 10.

## УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

Издательство «Недра»

готовит к печати новые книги

**АРЦЕВ А. И.** Инженерно-геологические и гидрогеологические исследования для водоснабжения и водоотведения. 20 л., 1 р. 20 к.

В книге освещены вопросы инженерно-геологических и гидрогеологических исследований для проектирования систем водоснабжения, водоотведения и гидротехнических сооружений. Охарактеризованы конструктивные особенности сооружений в зависимости от источников водоснабжения и образования промстоков, состав промстоков и их характеристика как загрязнителей подземных и поверхностных вод. Рассмотрены типичные схемы природных условий мест размещения сооружений и даны рекомендации по их выбору для строительства. Кратко изложены: прогноз упрочения слабых грунтов основания сооружений в процессе строительства, методика исследований для инфильтрационных водозаборов, прогноз уровня режима грунтовых вод на площадках очистных сооружений водопровода и канализации при их эксплуатации.

Книга рассчитана на специалистов, работающих в области изысканий и проектирования водоснабжения, водоотведения и гидротехники. Она может быть полезной также студентам инженерно-геологической и гидрогеологической специальностей и студентам строительных вузов, обучающихся по специальности «Водоснабжение и канализация».

**КУЛИК В. Я.** Прикладные расчеты на ЭЦВМ влагопереноса в зоне аэрации. 10 л., 55 к.

В книге описан простейший комплекс методов, применяющихся при анализе и расчете на ЭЦВМ миграции влаги в условиях неполного насыщения грунтов водой. Рассматриваются простейшие математические модели процесса, упрощенная методика определения гидрофизических характеристик грунтов, алгоритмы, применяемые для вычислений на малых и средних ЭЦВМ. На конкретных примерах показаны возможности использования расчетов для усовершенствования методики наблюдений, изысканий, анализа и прикладных расчетов. Описаны способы сравнения расчетов на ЭЦВМ с наблюдениями и зависимость точности расчетов от качества исходных данных. Изложение этого материала ведется с минимальным использованием математического аппарата и терминологии.

Книга рассчитана на гидрогеологов, геофизиков и специалистов смежных профессий. Она может быть также использована преподавателями и студентами.

**ПЛОТНИКОВ Н. И.** Эксплуатационная разведка подземных вод. 2-е изд., перераб. и доп. 25 л., 1 р. 90 к.

В книге рассмотрены принципиально новые в разведочной гидрогеологии вопросы эксплуатационной разведки подземных вод. Их можно решить путем организации и проведения комплексных исследований по изучению режима подземных вод на всех крупных водозаборных сооружениях, а также проведения в небольших объемах специальных исследований для обоснования искусственного воспроизводства эксплуатационных запасов подземных вод.

Второе издание книги (1-е изд. — 1973) дополнено новой информацией по ресурсам подземных вод СССР и новыми требованиями по гидрогеологическому надзору. Подчеркивается, что искусственное восполнение запасов подземных вод на водозаборах — мощное техническое средство по защите подземных вод от истощения. Введены новые главы по методике линейного программирования и опыту искусственного регулирования отбора емкостных запасов подземных вод.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, занимающихся поисками, разведкой и эксплуатацией пресных подземных вод для нужд централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения.

**СЕДЕНКО М. В.** Основы гидрогеологии и инженерной геологии. Учебник для техникумов. 3-е изд., перераб. и доп. 12 л., 40 к.

В учебнике изложены: происхождение подземных вод, условия их залегания и движения, физические свойства и химический состав. В третьем издании книги (2-е изд. — 1970) обновлены сведения о методах изучения подземных вод при разведке месторождений полезных ископаемых и для целей водоснабжения, рассмотрены условия обводненности подземных и открытых горных выработок и методы борьбы с подземными водами при разработке месторождений полезных ископаемых; описаны физико-механические свойства горных пород, физико-геологические и инженерно-геологические процессы и явления, методы инженерно-геологических исследований для различных видов строительства.

Книга предназначена для студентов геологоразведочных техникумов. Она может быть также использована студентами горных техникумов.

*Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга—почтой» магазинов:*

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20

Издательство «Недра»

1 р. 10 к.

2849

«НЕДРА»