

ГАЧеременской

ПРИКЛАДНАЯ  
ГЕОТЕРМИЯ

Г. А. Череменский

ПРИКЛАДНАЯ  
ГЕОТЕРМИЯ



Ленинград  
„Недра“  
Ленинградское отделение  
1977

УДК 525.21

Череменский Г. А. Прикладная геотермия. Л., «Недра», 1977. 224 с.

Изложены задачи, теоретические основы и методика геотермических исследований; рассмотрено применение геотермических методов в геологии, гидрогеологии, мерзлотоведении, при добыче полезных ископаемых, бурении и изучении технического состояния скважин; кратко прослежена история геотермии. Основное внимание удалено использованию геотермии для решения практических задач.

Книга рассчитана на инженерно-технических работников геофизических, геологических, гидрогеологических, строительных, горных специальностей, а также может быть полезна студентам и аспирантам соответствующих вузов.

Табл. 12, ил. 102, список лит. 210 назв.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемой вниманию читателей книге краткое изложение основ прикладной геотермии иллюстрируется практическими примерами решения задач геологии, гидрогеологии, инженерной геологии, эксплуатации месторождений полезных ископаемых, охраны природы. При написании «Прикладной геотермии» автор испытывал известные затруднения в связи с ограничением объема книги при многочисленности и обширности новых работ и данных, поэтому был сокращен табличный, справочный и иллюстративный материал. Техника исследования теплового поля и методика первичной обработки результатов в книге не рассматриваются, так как эти сведения изложены в учебниках [29, 40, 61, 62, 128] и специальных инструкциях.

Автору ясно, что не все задачи прикладной геотермии получили должное освещение. Одни из них нуждаются в более глубоком специальном анализе, другие недостаточно изучены на современном этапе. Ряд проблем более подробно изложен в сводных работах [9, 19, 22, 23, 27, 31, 37, 38, 43, 44, 50, 54, 55, 58, 66, 67, 69, 73, 74, 81—85, 99, 101, 105, 108, 110, 114, 116—118, 134, 144—146, 148, 149, 158, 159, 162, 180, 181, 186, 187]. Все приводимые положения снабжены библиографическими ссылками на работы как по теории прикладной геотермии, так и по ее практическому применению. Число таких работ выросло за последнее время настолько, что привести их все оказалось невозможным. В книге отражены успехи советских и зарубежных ученых в развитии геотермии.

Автор считает своим приятным долгом выразить глубокую признательность профессорам А. К. Аузину, Ф. А. Макаренко, В. М. Максимову, Н. И. Толстыхину за советы и критические замечания, высказанные в личных беседах, отзывах и рецензиях. Автор не может не отметить с благодарностью большую помощь А. Г. и В. Г. Череменских в подготовке рукописи к изданию.

## ВВЕДЕНИЕ

Прикладная геотермия есть дисциплина, являющаяся частью более обширной науки — термодинамики Земли как планеты. Совершающиеся здесь взаимосвязанные процессы изучаются геофизическими, геологическими, астрономическими и другими науками о Земле. По методам и техническим средствам исследования прикладная геотермия связана с физикой, математикой и рядом отраслей техники. Прикладная геотермия изучает естественные и искусственные тепловые поля в земной коре геофизическими методами с целью решения ряда теоретических и практических задач.

Тепловое поле характеризуется температурой, геотермическим градиентом и плотностью теплового потока, а также интенсивностью источников выделения (поглощения) тепла и их размещением. Параметры теплового поля земной коры измеряют в горных выработках, скважинах, на дне морей и океанов, в атмосфере и космосе.

Тепловое поле земной коры и ее поверхности зависит от космических и внутриземных источников тепла, от геологических, гидрогеологических, геокриологических, геохимических, географических, метеорологических и других факторов, а также от энергетических процессов, протекающих на поверхности и в недрах Земли. Зависимость теплового поля от многочисленных факторов усложняет решение задач прикладной геотермии.

Изучение теплового поля земной коры необходимо для решения и развития различных теоретических и практических проблем геологии, гидрогеологии, геокриологии, инженерной геологии, вулканологии, почвоведения, метеорологии, энергетики, теплофикации и горноэксплуатационной службы. Результаты геотермических исследований способствуют выяснению природы термического режима Земли, ее теплового баланса, глубинной тектоники, вулканизма, метаморфизма пород, формирования нефтяных, газовых, рудных и других месторождений. Геотермические наблюдения имеют важное значение при изучении геологии, геокриологии, гидрогеологии как целых регионов, так и отдельных геоструктурных элементов.

Геотермические исследования в гидрогеологии позволяют выявлять водоносные и водоупорные комплексы,

горизонты и прослои в разрезах скважин; решать некоторые вопросы динамики подземных вод; выделять области питания, стока и дренажа; устанавливать участки перелива из одного горизонта в другой. Такие задачи решали Ф. А. Макаренко, Н. А. Огильви, В. А. Покровский, Д. М. Сребродольский, Н. М. Фролов и многие другие исследователи [61, 62, 70, 80, 86—93, 111, 112, 124, 129, 159, 173].

Термальные воды и пар оказывают большое влияние на катагенез, диагенез, метаморфизм и прочие процессы, протекающие в земной коре. Глубокое и всестороннее изучение распространения термальных вод и условий их формирования имеет практический интерес и важное теоретическое значение. Такое изучение позволяет выявить общие гидрогеотермические закономерности, знание которых необходимо при различных геологических исследованиях глубинных процессов, протекающих в земной коре, и особенно процессов рудообразования, формирования и разрушения нефте-газоносных залежей, месторождений иодобромных вод и др.

Температура является одним из факторов глубинных процессов, определяющих коллекторские свойства пород, условия генерации нефти и газа, физико-химические свойства и фазовое состояние нефти, газа и воды в пластах, их миграцию и накопление. Знание закономерностей изменения теплового поля с глубиной и по площади необходимо при поисках, разведке и эксплуатации нефти, газа, термальных вод и других полезных ископаемых. Данные о естественном и искусственном тепловом состоянии пород используют при определении плотности и вязкости нефтей, движения подземных вод, растворимости газов и при решении прочих задач.

Термический режим верхней части земной коры находится в энергетическом взаимодействии с космическим пространством, источниками внутреннего тепла Земли и деятельностью человека, оказывающими влияние на тепловое состояние почвы и пород, залегающих вблизи поверхности, а также и на климат.

С каждым годом возрастает потребление минерального сырья. В ближайшие десятилетия будут вовлечены в эксплуатацию рудные тела и угольные пласты, залегающие на первых километрах от дневной поверхности, а нефть, газ, термальные воды будут добываться глубокими и сверхглубокими скважинами с еще больших глубин. На таких глубинах температура может существенно влиять на технику и процессы добычи, а также на бурение скважин.

Немалую роль играют данные термических исследований на всех этапах существования скважин различного назначения: опорных, параметрических, поисковых, разведочных и эксплуатационных. Так, при бурении без знания теплового состояния пород невозможно учесть изменение реологических свойств промывочной жидкости, влияющих на технику и режим бурения. После окончания бурения температуру в скважине измеряют для

получения термической характеристики геологического разреза, его расчленения, выделения полезных ископаемых и водоносных горизонтов, определения скорости фильтрации пластовых вод, корреляции разрезов скважины, вычисления геотермического градиента, плотности теплового потока и для решения других задач.

При цементации затрубного пространства знание теплового состояния скважины необходимо для выбора тампонажного цемента, так как температура влияет на механические свойства и начало твердения цементных растворов. После цементации термические исследования позволяют контролировать качество тампонажных и ремонтных работ, устанавливать высоту подъема цемента в затрубном пространстве, местоположение затрубного движения и притока жидкости (газа) в скважину. Знание теплового состояния скважины дает возможность правильно выбрать взрывчатые вещества для грунтоносов, перфораторов и торпед, а также установить режим добычи полезного ископаемого.

Сведения о термических свойствах горных пород, источниках выделения (поглощения) тепла и температуре на глубине необходимы при проектировании глубоких карьеров и подземных горных выработок. Без таких данных невозможно выбрать наиболее экономичные и эффективные устройства регулирования теплового режима горных выработок. Прогноз теплового режима весьма важен для северных шахт и рудников, где поддержание определенных параметров рудничного воздуха необходимо для предотвращения размораживания горных пород, окружающих выработки. Данные о термических свойствах горных пород нужны при бесшахтной добыче полезных ископаемых, термических методах извлечения нефти, тепловом разрушении горных пород, оттаивании и замораживании пород, а также при проектировании подземных промышленных установок и объектов городского хозяйства.

Знание теплового состояния земной коры и термических свойств горных пород способствует своевременному распознаванию и оконтуриванию рудничных и шахтных пожаров, а также выяснению их причин.

Освоение внутреннего тепла как нового источника энергии в настоящее время становится очень важной практической задачей, для чего необходимо более глубоко изучать происхождение и распределение тепла в земных недрах. Одним из способов частичного решения этой и других подобных проблем является региональное картирование теплового режима недр, позволяющее выявлять возможности использования запасов тепла для нужд народного хозяйства, решения технических и технологических задач бурения, горнопроходческих и добычных работ.

Не менее важной проблемой прикладной геотермии является изучение теплового режима огромной территории криолитозоны СССР в связи с промышленным и гражданским строительством,

эксплуатацией полезных ископаемых, интенсификацией сельского хозяйства.

Перед прикладной геотермией стоят задачи всестороннего теоретического и практического изучения закономерностей теплового состояния земной коры, разработки методики и техники определения термических свойств горных пород и параметров теплового поля.

Прикладная геотермия имеет свою историю, которая в той или иной степени освещена в работах Г. К. Антоненко, М. Ф. Белякова, К. Ф. Богородицкого, В. И. Владавца, В. Н. Дахнова, И. Д. Дергунова, Д. И. Дьяконова, С. А. Красковского, Ф. А. Макаренко, Н. М. Фролова, Б. Ф. Маврицкого, Б. Г. Поляка, Я. Б. Смирнова, Г. А. Череменского и многих других исследователей. Наиболее полная история геотермии, и в том числе прикладной, дана в работе [146].

История геотермических исследований связана с использованием тепла Земли, развитием гидрогеологии, геофизики, поисков, разведки и эксплуатации месторождений полезных ископаемых. Горячие воды, выходящие на земную поверхность, использовались в бытовых и лечебных целях еще в бронзовом веке. Тепловое поле Земли как предмет научного исследования начали изучать в начале нашей эры. В течение 2000 лет прикладная геотермия развивалась медленнее, чем более молодые науки (гравиметрия, сейсмометрия и др.).

В 1731 г. С. П. Крашенинников впервые измерил температуру воды в источниках на Камчатке. В 1733—1743 гг. в Сибири И. Г. Гмелином были проведены первые геотермические исследования многолетней мерзлоты. О существовании многолетнемерзлых пород было известно давно, так как с такими породами коренные жители севера сталкивались летом при постройке жилищ и в обнаженных берегах рек, а также использовали их в качестве естественных холодильников для сохранения пищи. В литературе первые сведения о наблюдении многолетней мерзлоты появились в XVI столетии в связи с поисками северного морского пути из Европы в Китай и Индию. М. В. Ломоносов в 1757 г. дал теоретическое обоснование возникновению многолетнемерзлых пород и в 1763 г. в труде «О слоях земных» особенно большое значение придал влиянию внутреннего земного тепла на геологические процессы.

П. С. Паллас в 1768 г. на основании результатов измерения температуры в нефтяных источниках Поволжья установил связь подземного тепла с составом пород. Таким образом впервые была показана возможность расчленения геологических разрезов по температуре (по термограмме).

С развитием капитализма в России началось более широкое практическое использование термальных вод. В XVIII столетии появились первые курорты, где термальные воды применяли в лечебных целях.

Во второй половине XIX в. начались совместные определения геотермической ступени в скважинах России: в Москве — Н. А. Любимовым, в Петербурге и Якутске — Г. П. Гельмерсеном, в Айборске — А. К. Вильбергом и Г. Д. Романовым. Одними из первых геотермических исследований нефтяных скважин являются работы Л. Борцевича в 1880 г. на Апшеронском полуострове.

Американский геолог Н. Дортон в 1898 г. построил первую карту изотерм артезианского бассейна Дакоты, положив тем самым начало региональной гидрогеотермии.

Большой вклад в развитие геотермии внес Л. А. Ячевский, который в период с 1893 по 1914 г. наблюдал температуру в рудниках, шахтах и скважинах Сибири, Урала, Донбасса и Кавказа, а также разрабатывал теорию, методику и технику исследования скважин, участвовал вместе с Ф. Н. Чернышевым в международных комиссиях по геотермии, собрал материал по температурным наблюдениям в зарубежных странах и опубликовал ряд работ по прикладной геотермии. По инициативе Л. А. Ячевского в 1910 г. была организована постоянная геотермическая комиссия при Русском географическом обществе.

В тот же период (1906 г.) Д. В. Голубятников проводил температурные исследования в многочисленных скважинах Апшеронского полуострова. Им было доказано, что методы геотермии эффективны при решении важнейших нефтепромысловых и геологических задач. В частности, Д. В. Голубятников использовал геотермические методы для определения мест притока жидкости в скважину, для выделения нефтеносных горизонтов и изучения генезиса нефтяных вод, а также правильно объяснил роль охлаждающего влияния газов, поступающих из нефти. В настоящее время эта методика широко используется в СССР и за рубежом.

Во многих нефтегазоносных районах и угольных бассейнах России и других стран наблюдались аномально высокие глубинные температуры и геотермические градиенты. В связи с этим А. Д. Стоуневич, И. Кениксбергер, Г. Гефер предложили использовать геотермию для поисков месторождений полезных ископаемых. А. Н. Огильви в 1906 г. впервые применил термический метод для поисков и разведки минеральных вод.

После Великой Октябрьской социалистической революции в связи с ростом объема геологоразведочных работ и развитием горной промышленности геотермические исследования стали более широко использоваться для решения различных задач. Этому способствовали создание при Главном геологическом управлении отдела геотермии, впоследствии переданного в Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт, и организация при АН СССР геотермической комиссии, а также комиссии по изучению многолетней мерзлоты, затем преобразованной в Институт мерзлотоведения. В этот период геотермические исследования широко проводятся институтами АН СССР, а также

геологическими и гидрогеологическими производственными организациями.

Термические исследования скважин нефтегазоносных районов были начаты Нефтяным геологоразведочным институтом (НГРИ) и в настоящее время продолжаются геологическими и геофизическими трестами, научно-исследовательскими и учебными институтами. Внедрению геотермических методов исследования скважин способствовали работы И. М. Губкина (1932 г.) о влиянии температуры на образование нефти и В. И. Вернадского о роли эндогенного тепла в геологических процессах.

В 1935—1937 гг. П. Ф. Родионов и Н. И. Софронов провели полевые геотермические исследования на территории Урала, разработали основы теории и методики поисков сульфидных тел.

Первые определения плотности теплового потока были выполнены в 1939 г. Э. Буллардом и А. Бенфильдом в Южной Америке и Англии. В 1947—1948 гг. были проведены первые измерения температуры пород на дне Тихого океана. В 1950 г. Р. Ровелл и А. Максвелл вычислили значение плотности теплового потока на дне океана. Вслед за этими определениями начались систематические массовые измерения теплового потока на дне Тихого и Атлантического океанов, морей и озер (Э. Буллард, Р. Герцен, Е. А. Любимова, Г. Б. Удинцев, Н. Н. Сысоев и др.), на континентах и островах (А. Бенфильд, Э. Буллард, Ф. Берч, А. Д. Дучков, И. Д. Дергунов, Е. А. Любимова, Ф. В. Фирсов, Г. А. Череменский и др.).

В первой половине XX столетия в СССР и за рубежом были опубликованы работы многих ученых, посвященные теоретическому обоснованию прикладной геотермии, методике, технике геотермических исследований и интерпретации данных при решении различных задач (Н. А. Огильви, В. Г. Хлошин, А. Н. Тихонов, В. Н. Дахнов, Д. И. Дьяконов, А. М. Овчинников, Б. Н. Достовалов, П. Ф. Швецов, Ф. А. Макаренко, Н. Н. Корытникова, С. Г. Комаров, Г. Карслу, Д. Егер и др.). Большое влияние на развитие и широкое внедрение термических методов исследования скважин, а также на подготовку инженеров-геофизиков оказали работы В. Н. Дахнова, Д. И. Дьяконова и С. Г. Комарова.

Карта изотерм 1941 г., составленная Ф. А. Макаренко по кровле альба северной части района кавказских Минеральных Вод, подтвердила связь теплового поля с тектоникой и позволила выявить участки разгрузки термальных вод. Ф. А. Макаренко использовал оригинальную методику определения термических аномалий, вызванных выходами термальных вод на глубине залегания слоя постоянных годовых температур. Им же была выдвинута крупная научная проблема «термика подземной гидросферы», в связи с которой геотермические исследования приобрели целеустремленность и размах. В 60-х годах в Геологическом институте АН СССР под научным руководством Ф. А. Макаренко

была составлена карта температуры кровли фундамента территории СССР. Затем карты температур, геотермического градиента и плотности теплового потока составлялись как для отдельных регионов, так и для всей страны (А. З. Бедчер, А. Я. Дубинский, В. Я. Орда, Г. А. Череменский, В. В. Иванов, Л. А. Яроцкий, Ф. А. Макаренко, В. М. Николаев, В. С. Котов, Ю. Г. Богомолов, Е. А. Любимова и др.).

Широким использованием геотермических данных при решении вопросов геокриологии, гидрогеологии, планетарной и нефтегазовой геологии отличаются работы П. Ф. Швецова.

В 1948—1968 гг. опубликованы работы Г. М. Сухарева, которые являются результатом многолетних систематических исследований Терско-Дагестанской провинции. Г. М. Сухарев успешно использовал обобщение данных геотермии для решения задач нефтепромысловой гидрогеологии.

В 1953—1955 гг. Н. И. Толстихин опубликовал работы, в которых весьма четко впервые обратил внимание на зависимость условий формирования грунтовых и артезианских вод от климатической зональности. Дальнейшим развитием идей Н. И. Толстихина являются работы Н. М. Фролова, посвященные влиянию солнечной радиации на термический режим земной коры и вопросам гидрогеотермии.

В 1964 г. Л. З. Позин обстоятельно изложил теоретические основы и дал описание аппаратуры метода дифференциальной термометрии, убедительно на конкретных примерах показал преимущества использования дифференциальных термометров при решении задач промысловой геологии и при контроле эксплуатации нефтяных и газовых залежей.

В 1965 г. опубликована работа Э. Б. Чекалюка о термодинамике нефтяного пласта, в которой рассмотрены тепловые явления в пористой среде, взаимосвязь между полями температур и давлений в нефтяном и газовом пластах, температурный режим в стволе действующих скважин, тепловые потоки в земной коре, а также указаны способы практического использования полученных закономерностей при исследовании скважин и разработке месторождений нефти и газа.

В 1966—1968 гг. появился ряд работ Я. Б. Смирнова, посвященных изучению тепловой энергии Земли, связи теплового поля с тектоническим строением континентов, земной коры и верхней мантии.

В начале 70-х годов Э. Б. Чекалюк, И. М. Федорцев, В. Г. Осадчий разработали теорию, методику и технику геотермической съемки.

С увеличением объемов геотермических исследований, совершенствованием техники измерений теплового состояния земной коры все большее внимание в СССР и за рубежом уделяется методике определения в скважинах температуры, соответствующей стационарному режиму района (Э. Буллард, Д. Егер, А. Лахен-

брух, И. А. Чарный, Г. А. Череменский, В. В. Гордиенко, И. М. Кутасов, Ш. Г. Чихрадзе и др.), практическому использованию тепла Земли [29, 54, 55, 65, 89, 141, 144]. Напечатаны сводки по геотермическому режиму отдельных регионов и всей страны, а также работы по конструированию электрических термометров [10, 20, 21, 37, 86, 91, 94, 126, 128, 145, 146, 149, 164].

Немалую роль в решении различных проблем геотермии сыграла комиссия по гидрогеологии и геотермии бывшего отделения геологических наук АН СССР (1954—1964 гг.), созданная с целью организации работ по перспективным направлениям. Эта комиссия в 1964 г. была преобразована в научный совет по геотермическим исследованиям при отделении наук о Земле АН СССР под председательством акад. А. Н. Тихонова (заместитель Ф. А. Макаренко).

Геологические, геофизические и гидрогеологические исследования земной коры, а также глубокое опорное, поисковое и разведочное бурение, особенно на территории СССР, способствовали накоплению материалов по геотермии ряда районов и стран. В связи с этим назрела необходимость в систематизации геотермических данных, координации исследований в области теоретической и прикладной геотермии, познании термической истории и режима Земли, решении вопросов, связанных с гидротермальными процессами минералообразования и происхождением термальных вод, нефтяных, угольных и других месторождений полезных ископаемых и с практическим использованием тепла Земли.

Для планомерного развития и координации геотермических исследований по инициативе АН СССР созывались всесоюзные совещания по геотермическим исследованиям и использованию тепла Земли. Эти совещания способствовали развитию геотермических исследований и появлению ряда сводных работ [144—146, 148, 149]. На Международных конгрессах и Генеральных ассамблеях МГГС геотермии также было уделено большое внимание. Все это послужило более ускоренному плановому и систематическому развитию различных разделов прикладной геотермии.

## Глава I

### ФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРИКЛАДНОЙ ГЕОТЕРМИИ

Тепловое поле земной коры определяется мощностью и распределением источников выделения и поглощения тепла, термическими свойствами земных слоев и законами их изменения, температурой поверхности Земли. Мощность и распределение источников тепла оказывают влияние на тектонические, вулканические и прочие непостоянные в геологическом времени процессы, протекающие в земной коре. В связи с этим выяснение теплового поля земной коры и верхней мантии имеет существенное значение в раскрытии механизма этих процессов и теплового баланса Земли.

#### § 1. Основные источники тепла, тепловой поток и геотермический градиент

Источниками теплового поля земной коры и Земли в целом являются внутренние (планетарные) и внешние (космические) процессы. К внутренним процессам, сопровождающимся выделением тепла, относятся распад радиоактивных элементов, приливное трение, релаксация упругих напряжений, гравитационная дифференциация, кристаллизационные и полиморфические превращения, перестройка электронных оболочек, фазовые переходы, химические реакции. Среди внутренних процессов отсутствует цепная реакция, так как плотность и давление, существующие в условиях земных недр, ниже критических значений, обеспечивающих протекание такой реакции. К внешним источникам тепла относится космическое излучение (солнечная радиация, корпускулярное и прочие излучения Солнца, звезд и галактик).

Для определения теплового состояния Земли очень важно знать точные значения мощности тепловой энергии, выделяемой в земных недрах каждым процессом, и энергии, теряемой Землей. Из всех внутренних источников тепла большинство исследователей считают основным распад радиоактивных элементов, содержащихся в земной коре и мантии [31, 71, 75, 83, 139, 150]. Содержание и распределение радиоактивных элементов оценивается по данным измерений в горных породах, находящихся в самой верхней части земной коры, в метеоритах, а также на основании расчетов количества тепла, выделенного внутри Земли.

По расчетам общего количества тепла, выделенного в планете, и по экспериментальным данным многочисленных исследователей

содержание радиоактивных элементов в недрах Земли уменьшается с увеличением глубины. Точных сведений о законе распределения радиоактивных элементов по радиусу Земли пока нет. Большинство исследователей считают, что эти элементы сосредоточены ближе к поверхности земного шара в слое мощностью несколько сотен километров [78, 145, 174]. При этом не всегда учитывается содержание радиоактивных элементов в осадочном слое. Предполагается, что в ранние периоды существования Земли радиоактивные элементы были распределены равномерно по всей планете. В дальнейшем по мере гравитационной дифференциации вещества и возникновения земной коры радиоактивные элементы сосредоточились в верхних слоях.

Мощность и доля радиогенного тепла в энергетическом балансе Земли, а также распределение источников изменились в процессе развития планеты. Выделение радиогенного тепла на различных этапах существования Земли происходило в основном за счет распада радиоактивных изотопов с большим ( $^{238}\text{U}$ ,  $\text{Ac}^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$ ) и с малым ( $^{10}\text{B}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ,  $^{60}\text{Fe}$ ) периодом полураспада. Последние имели существенное значение в энергетическом балансе в основном на ранних этапах развития Земли. Однако, если учитывать гипотезу В. Ф. Печерникова и В. Н. Дахнова [29], изотопы с разными периодами полураспада могли образоваться под воздействием космической ультраજесткой радиации на любых этапах истории Земли.

Одновременно с развитием планеты происходило изменение генерации радиогенного тепла, плотности теплового потока и температуры в недрах Земли. По расчетам Е. А. Любимовой [75], вековая плотность теплового потока изменяется от  $2,1 \cdot 10^{-2}$  до  $12,6 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>. Приток тепла к земной поверхности происходит со всех глубин верхней мантии вплоть до 700 км [75]. Вследствие этого тепловой поток у поверхности имеет глубинное происхождение и характеризует состояние глубоких горизонтов верхней мантии.

Энергия, потерянная Землей за 4,5 млрд. лет путем теплопроводности, без учета количества тепла, затраченного на фазовые переходы, равна  $0,3 \cdot 10^{31}$  Дж, общее тепловыделение радиоактивными элементами достигает  $(0,6 \div 2) \cdot 10^{31}$  Дж. Расслоение однородной Земли и образование более плотного ядра и менее плотной земной коры могли освободить до  $(1,5 \div 2,0) \cdot 10^{31}$  Дж энергии [78], или  $5 \cdot 10^{21}$  Дж/год [76], что вполне сопоставимо с энергией радиоактивного распада. Мощность тепловой энергии, создаваемая радиогенным теплом и гравитационными процессами, равна  $35 \cdot 10^{12}$  Вт [33]. Эти виды энергии могут дать у поверхности Земли тепловой поток плотностью  $6,9 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>.

Замедление вращения Земли, вызванное приливным трением, создает тепловой поток плотностью  $1,05 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>. Приливное трение выделило до настоящего времени тепло, эквивалентное 10–30 % радиогенного [135]. При этом большая часть энергии

рассеивается в морях и океанах [205]. Энергия приливного трения может иметь существенное значение при диссипации в тонком вязком слое, расположенному на глубине 100 км и характеризующемуся пониженной скоростью распространения сейсмических волн. В таком слое приливное трение способно значительно повысить температуру. При изменении вязкости слоя в горизонтальном направлении возможны колебания температуры в десятки и сотни градусов [83, 135]. Повышение температуры может привести к местному расплавлению земных толщ. Е. А. Любимова на основании теоретических исследований приходит к выводу, что колебания температуры вызывают термоупругие тангенциальные и радиальные напряжения, значительно превосходящие в верхней мантии прочность слагающего ее материала.

Небольшой разогрев поверхности Земли происходит в процессе падения на нее метеоритов и метеорной пыли. Замедление скорости вращения в связи с изменением момента инерции при увеличении объема и массы Земли за счет метеоритов и метеорной пыли выделяет энергию мощностью  $1,46 \cdot 10^{12}$  Вт; при площади поверхности Земли  $5 \cdot 10^{14}$  м<sup>2</sup> это создает тепловой поток плотностью  $0,29 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup> [83]. Более значительное и разное в зависимости от исходных данных влияние оказывает на начальную, а также и на последующую температуру Земли адиабатическое сжатие, которое происходит под тяжестью падающего из космоса материала.

Сопоставление существующих оценок тепловой энергии, выделяемой радиоактивным распадом, действием гравитационных сил и изменением скорости вращения Земли, позволяет сделать вывод, что тепловой эффект этих процессов примерно одинаков.

#### Энергия глубинных источников, 10<sup>31</sup> Дж [33, 65]

Радиогенная	1,6—2,8
Гравитационная (образование Земли)	30
Потенциальная гравитационная	25
Упругая (сжатой планеты)	2
Гравитационной дифференциации	1,5—2,0
Ротационная	
замедления скорости вращения	0,36
колебания скорости вращения	2

В связи с этим нет оснований отдавать предпочтение какому-либо одному процессу, ответственному за тепловую историю и состояние Земли, так как каждый из них может обеспечить современные потери глубинного тепла. Одновременно не следует отвергать и другие источники тепловой энергии Земли, хотя они и менее изучены.

Тепло выделяют тектонические, метаморфические и магматические процессы. Эти процессы в основном превращают внутреннюю энергию из одной формы в другую, передают глубинное тепло из недр к поверхности и перераспределяют ее между различ-

ными регионами, не изменяя общей энергии земного шара. В энергетическом балансе отдельных регионов эти источники могут играть значительную роль [145]. Глобальный энергетический эффект перечисленных процессов зависит от их механизма, продолжительности и интенсивности, от размеров блоков, свойств геологических объектов в различных природных условиях.

Тектонические процессы вызывают перемещение блоков земной коры, пластические и разрывные деформации. В случае вертикальных движений происходит изменение потенциальной энергии — увеличение при поднятии и уменьшение при опускании. Согласно приближенной оценке прирост потенциальной энергии при вертикальном поднятии на 5 км земной коры мощностью 40 км на территории всех кайнозойских геосинклиналей (около  $2 \cdot 10^{13}$  м<sup>2</sup>) в течение послемеловой истории (70 млн. лет) равен  $1,7 \cdot 10^{18}$  Дж/год. В этом расчете использована вся площадь кайнозойских геосинклиналей, и несмотря на это полученное значение на три порядка ниже генерации внутриземного тепла. В случае горизонтальных движений вся энергия затрачивается на преодоление сил трения. Движение блока мощностью 2 км и площадью  $100 \times 100$  км со скоростью  $1 \cdot 10^{-2}$  м/год при коэффициенте трения 0,6 (камень о камень) поглощает в год внутренней энергии примерно  $4 \cdot 10^{15}$  Дж [145].

Внутренняя энергия Земли расходуется и при вертикальных движениях блоков, происходящих в условиях сжатия, а также при всех сбросо-сдвиговых, сдвиго-надвиговых и прочих движениях. Энергия, расходуемая на трение, вызывает нагревание соприкасающихся поверхностей. Выделенное тепло изменяет тепловое состояние в узких приконтактовых зонах и сравнительно быстро рассеивается после прекращения движения. Этот локальный эффект следует учитывать при изучении общих проблем метаморфизма и магнетизма.

Под воздействием внешних сил в толще Земли возникают пластические и упругие деформации. Пластические деформации вызывают образование крупных и мелких складок, а упругие — сжатие, растяжение и изгиб. Накопленная энергия при снятии нагрузки расходуется в виде упругих волн — землетрясений. Каждый год на тектонические процессы с учетом горообразования, деформации и сейсмических волн уходит в среднем  $3 \cdot 10^{18}$  Дж тепла. Такое количество энергии играет второстепенную роль в общем потоке тепла к поверхности Земли.

В земной коре происходят окислительно-восстановительные реакции, растворение (выщелачивание), кристаллизация, литификация тонкодисперсных осадков и другие процессы с выделением или поглощением тепла. Реакция окисления в основном охватывает зону проникновения кислорода в земную кору. Мощность этой зоны определяется глубиной активной циркуляции подземных вод, поставляющих кислород в глубь Земли. Наибольшим энергетическим эффектом обладает реакция окисления

органического вещества, которая сопровождается выделением тепла в среднем  $3,84 \cdot 10^5$  Дж/моль.

Среди химических процессов наиболее распространенным является восстановление сульфатов, при котором выделяется  $79,1 \times 10^3$  Дж/моль тепла. Наряду с окислительно-восстановительными реакциями в земной коре протекают обратимые реакции растворения (выщелачивания) и кристаллизации каменной соли, гипса, доломитов, известняков, ангидритов и других пород. По абсолютной величине тепловые эффекты растворения и кристаллизации одной и той же породы одинаковы, но различны по знаку. При растворении гипса, доломитов, известняков, ангидритов происходит выделение тепла, а при растворении галита — поглощение.

*Тепловой эффект реакции растворения,  
Дж/моль*

Кальций . . . . .	123,60
Доломит . . . . .	169,28
Гипс . . . . .	6,87
Ангидрит . . . . .	130,73
Галит . . . . .	—66,62

Тепло выделяется также при уплотнении глинистых толщ: при давлении  $24,5 \cdot 10^6$  Па каждый кубический метр породы освобождает 502,8 Дж энергии.

Следует подчеркнуть, что большинство процессов, идущих на ранних стадиях преобразования пород, имеет экзотермический характер и энергетический эффект этих процессов не оказывает заметного влияния на тепловой режим недр. Это же относится и к более глубокому метаморфизму горных пород, протекающему в основном при эндотермических реакциях [145].

Тепло в Земле могут выделять электрические токи, возбуждаемые солнечной радиацией в теле планеты и в атмосфере. Однако количество возникающего при этом тепла в настоящее время не оценено.

Немалую долю тепла Земля получает от Солнца. Солнечная радиация является основным источником тепла для большинства природных процессов, протекающих в самой верхней части земной коры, на поверхности Земли и в атмосфере. Ежегодно на  $1 \text{ м}^2$  поверхности Земли поступает в среднем  $6,9 \cdot 10^9$  Дж тепла [12] (без учета тепла, выделяемого в недрах Земли под воздействием нейтрино, излучаемого Солнцем). Количество этого тепла в 2 раза выше радиогенного тепла железных метеоритов соответствующих объемов [194].

Две трети солнечного тепла поглощается земной поверхностью и одна треть — атмосферой. Из поглощенного земной поверхностью тепла 35,7% теряется длинноволновым излучением, 10,8% отдается в атмосферу турбулентной теплоотдачей и 53,5% тратится на испарение. При этом на испарение расходуется тепла больше на океанах и меньше на суше [12].

Направление и значение результирующей теплопотоков через поверхность Земли может меняться в разные времена года, а также и в более длительные периоды. С изменением результирующей теплопотоков происходит изменение температуры земной поверхности, которую в первом приближении можно вычислить по энергии излучения Солнца, получаемой поверхностью Земли. Земная поверхность площадью  $\pi r^2$  в единицу времени получает количество энергии, равное  $\pi r^2 \epsilon$  [ $\epsilon = 12,6 \cdot 10^9 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{К}^4)$  — солнечная постоянная], и нагревается до температуры  $T$ . В соответствии с законом Стефана — Больцмана количество энергии, излучаемой нагретой поверхностью, равно  $4\pi r^2 \sigma T^4$ , где  $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{К}^4)$  — постоянная Стефана — Больцмана. При тепловом равновесии

$$T = \sqrt[4]{\epsilon / (4\sigma)},$$

что составляет 276 К, или 3° С. Однако из-за тепла, поступающего из недр Земли, и сильного поглощения атмосферой длинноволнового излучения Земли средняя температура земной поверхности равна  $15 \pm 2^\circ \text{ С}$  [27]. Влияние внешних источников тепла распространяется в земной коре до глубин, исчисляемых сотнями метров и более [29, 158, 168, 173, 174].

Основная потеря тепла Землей, достигающая  $25 \cdot 10^9 \text{ Вт}$ , осуществляется через теплопроводность [27]. Кроме этой потери тепла существуют и другие; так, через вулканическую деятельность Земля теряет  $1,3 \cdot 10^9 \text{ Вт}$  энергии [79]. Такой расход для некоторых районов может оказаться заметным, но для Земли в целом он невелик. Незначительный вынос тепла выполняется термальными источниками. Однако воды, циркулирующие в осадочных отложениях Земли, могут привести к большим тепловым потерям, чем через теплопроводность. Общие тепловые потери Земли превышают  $53 \cdot 10^{12} \text{ Вт}$  [79].

В настоящее время знания о тепловом состоянии Земли крайне неопределены, так как мала объективная информация о тепловом режиме ее недр. Одним из путей получения таких сведений является систематическое изучение теплового потока в земной коре и критический анализ этих данных. Из всех характеристик теплового поля наиболее полную информацию об энергетическом режиме Земли и отдельных различно построенных участков земной коры дает тепловой поток. Он позволяет выявлять природу глубинного тепла, термическую эволюцию Земли, направление и интенсивность геологических процессов, сопровождающихся поглощением и генерацией энергии, а также решать ряд космогонических проблем.

Внутреннее тепло Земли служит основным источником энергии глубинных процессов, вызывающих изменение физических и химических свойств природных систем, фазовые переходы, движение земной коры, магматизм, метаморфизм, сейсмическую активность

и другие явления. Установление закономерностей теплового поля земной коры имеет важное значение при изучении строения и развития земной коры и верхней мантии, а также планеты в целом. В связи с этим в настоящее время большое внимание уделяется определению плотности теплового потока на континентах, морях и океанах.

По мере накопления определений были получены различные значения плотности среднепланетарного теплового потока. В последние десятилетия количество измерений резко возросло, что позволило использовать для их обработки статистические методы. Анализ более 2000 определений плотности теплового потока был проведен Я. Б. Смирновым, который установил, что большинство однородных выборочных множеств не противоречат нормальному закону распределения [138]. При сравнении законов распределения плотности теплового потока различных структур использовался критерий Фишера — Стьюдента.

Хотя значения плотности  $q$  теплового потока (табл. 1) получены по малому количеству наблюдений, они подтверждают наличие глобальных изменений теплового потока и намечают связь этих изменений с возрастом тектогенеза (рис. 1). Плотность теплового потока в тектонически стабильных структурах континента возрастает от древних структур к молодым, что отражает динамику геологической эволюции и ставит тепловой поток в один ряд с другими геофизическими параметрами, позволяющими изучать земные недра.

Таблица 1

Плотность теплового потока в различных тектонических областях континентов,  $10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup> [127]

Тектонические области	Число определений	$q_{\min}$	$q_{\max}$	$q_{ср}$
Области докембрийской складчатости:				
нерасчлененные щиты	128	2,22	5,57	3,90
щиты	75	2,55	5,53	3,77
щиты	53	2,22	5,57	4,36
Области каледонской складчатости	24	2,85	7,16	4,65
Области герцинской складчатости	145	2,51	7,96	5,20
Области кайнозойской складчатости или активизированные в кайнозое	26	4,19	8,88	5,94
Предгорные прогибы и межгорные впадины	71	2,18	6,88	4,10
Горноскладчатые сооружения миогеосинклинальных зон	32	5,03	9,22	7,33
Зоны кайнозойского вулканизма	74	5,03	14,62	9,22
Рифтовые зоны материков *:				
Ньеса	20	—	—	4,19
Байкал	11	5,07	14,25	10,06

\* Закон распределения не установлен, для остальных областей — нормальный.

В активных тектонических поясах тепловой поток резко изменяется от структуры к структуре. В краевых прогибах и межгорных впадинах тепловой поток понижен, в районах горноскладчатых сооружений миогеосинклинальных зон (Большой Кавказ, Карпаты, Альпы и т. д.) повышен. Непостоянство теплового потока по площади наблюдается на древних платформах, активизированных в кайнозое, и в областях с корой переходного типа. Все это свидетельствует о перераспределении энергии в тектонически активных поясах и о высоких горизонтальных градиентах температуры на больших глубинах.

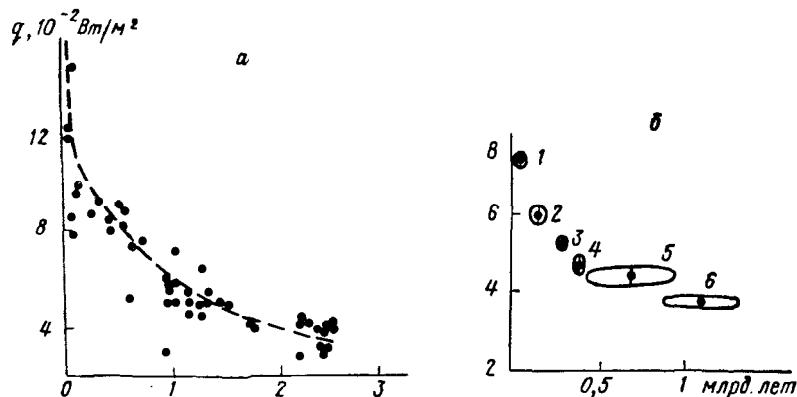


Рис. 1. Изменение плотности теплового потока в зависимости от времени последней активизации континентальной коры (а) [154] и возраста пород (б) [196].

Области активизации: 1 — кайзойская, 2 — мезозойская, 3 — герцинская, 4 — калодонская; 5 — докембрийские платформы; 6 — кембрийские щиты.

На дне акваторий нормальные значения теплового потока соответствуют глубоким океаническим впадинам (плитам), высокие — сводовым поднятиям, глыбовым хребтам и краевым валам. На срединно-оceanических хребтах тепловой поток дифференцирован: повышенные значения наблюдаются на рифтовых горных грядах и в рифтовых долинах, пониженные — на склонах хребтов.

Средние значения плотности теплового потока для областей с земной корой континентального и океанического типов и для активных тектонических поясов соответственно равны,  $10^{-2} \text{ Вт/м}^2$ :  $4,86 \pm 0,49$ ;  $5,0 \pm 0,5$ ;  $6,7 \pm 1,3$ . Результаты обработки Я. Б. Смирновым и У. Ли (W. Lee) большого количества определений плотности теплового потока подтвердили установленное ранее по малому числу наблюдений примерное равенство средних значений этого параметра для земной коры континентального и океанического типов [127, 202].

Несколько повышенное среднее значение плотности теплового потока на океанах вызвано, по-видимому, тем, что основное количество наблюдений было выполнено в приосевой зоне срединно-

океанических хребтов и Восточно-Тихоокеанского рифтового поднятия. В связи с этим следует предполагать, что мощность и состав верхней мантии, а также и содержание радиоактивных элементов неодинаковы в различных типах разрезов. Наибольшим содержанием радиоактивных элементов обладает кора континентального типа и наименее — океанического. Такое перераспределение радиоактивных элементов (источников тепла) произошло в процессе развития Земли и роста континентов. Содержание источников тепла, распределение потока тепла и температуры

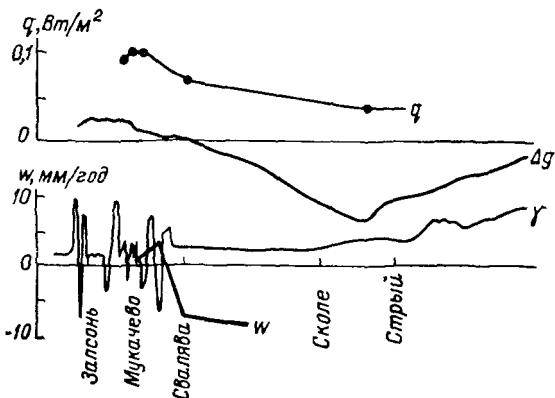


Рис. 2. Геотермический профиль Запсень — Стрый [185].

в верхней мантии под океанами и континентами оказались различными. Океаническая кора и мантия под ней более прогреты, чем континентальная кора и мантия под этой корой.

Существующие тепловые потоки на континентах, по современным данным, могут создаваться в основном радиоактивностью земной коры и мантии. Континентальная кора определяет 66% поверхностного потока, а океаническая — лишь 5—10% [138]. Отсюда следует, что поток тепла в коре океанического типа возникает в основном внутри мантии. В связи с этим под земной корой океанического типа должно быть или повышенное содержание радиоактивных элементов (более интенсивная генерация тепла каждой единицей объема вещества), или более мощная толща мантии, участвующая в создании теплового потока. Различие в содержании радиоактивных элементов в мантии под континентами и океанами, выявляемое по данным изучения теплового потока, противоречит гипотезе перемещения материалов [190].

Делаются попытки установить связь теплового поля с другими геологическими и геофизическими параметрами. Так, обнаружена связь теплового поля с гравитационными [203, 210] и магнитными

аномалиями, а также с градиентами современных тектонических движений (рис. 2). Связь распределения теплового потока с геологическими и геофизическими параметрами для различных областей земной коры рассмотрена Я. Б. Смирновым.

В тектонически стабильных структурах континентов отсутствует корреляция между потоком, мощностью осадочного слоя и градиентами современных вертикальных движений земной поверхности. В таких структурах значение плотности теплового потока отражает возраст консолидации, а в омоложенных — возраст активизации земной коры. В тектонически активных поясах континентов существует тесная связь между тепловым потоком и геологическими и геофизическими характеристиками. Так, в краевых прогибах, межгорных впадинах альпийской складчатости и в областях, активизированных в кайнозое, значения теплового потока находятся в соответствии с рельефом консолидированной коры, мощностью осадочного слоя, отрицательными градиентами вертикальных тектонических движений в неоген-четвертичное время. Подобные закономерности намечаются и в земной коре переходного типа.

В горноскладчатых сооружениях многосинклинальных зон (мегантиклиниорий Большого Кавказа, Альпы и т. д.) и в горноскладчатых сооружениях, активизированных в кайнозое, наблюдается высокая плотность теплового потока, которая коррелируется с рельефом, увеличенной мощностью земной коры, положительными изостатическими аномалиями, высокими положительными градиентами вертикальных тектонических движений в неоген-четвертичное время и наличием слоя в верхней мантии со скоростями сейсмических волн 7,4—7,8 км/с. Подобные закономерности наблюдаются и в эвгеосинклинальных зонах.

В областях с земной корой океанического типа намечается корреляция плотности теплового потока с рельефом дна (рис. 3), аномалиями магнитного и гравитационного полей для ряда тектонических структур, характеризующихся положительными формами рельефа дна (глыбовые и срединно-оceanические хребты), положительными гравитационными и высокими магнитными аномалиями.

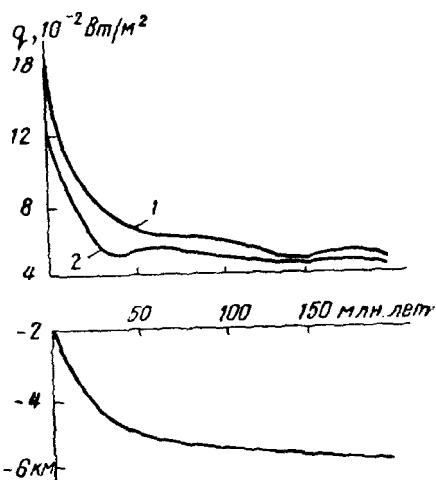


Рис. 3. Зависимость теплового потока и рельефа дна океана от возраста земной коры [154].

Океаны: 1 — Тихий, 2 — Атлантический.

Сопоставление геофизических полей с геологическими фактами позволяет отметить следующие предварительные общие закономерности для тектонически активных поясов Земли [138].

1. Высокая плотность теплового потока коррелируется с положительными изостатическими аномалиями, с высокими положительными градиентами вертикальных тектонических движений в неоген-четвертичное время, пониженными скоростями сейсмических волн в верхней мантии. Низкий тепловой поток коррелируется с большими отрицательными изостатическими аномалиями и градиентами вертикальных тектонических движений, повышенными значениями скоростных характеристик верхней мантии. При этом эрозия и осадконакопление, сопровождающие поднятия и опускания земной коры, могут вызвать искажение теплового поля, достигающее 20–25 %.

2. Области с высокими тепловыми потоками приурочены к повышенным магнитным аномалиям, с низкими потоками — к слабым магнитным аномалиям. Наиболее отчетливо прослеживается связь между тепловым полем и глубинами залегания магнито-возмущающих толщ и слоя повышенной проводимости. Плотность теплового потока возрастает с уменьшением этих глубин.

3. Существует связь между тепловым потоком и скоростями современного движения земной поверхности.

4. Наиболее высокие значения теплового потока, наблюдаемые на континентах и в областях земной коры переходного типа, связаны с зонами кайноайского вулканизма. При этом не отмечается существенных различий плотности теплового потока в областях неогенового и современного вулканизма. Молодые вулканы и гидротермальные системы являются аномалиями и не влияют существенно на энергетический баланс вулканических зон.

5. Тепловой поток находится в соответствии с фазами регионального метаморфизма: к низкотемпературным фациям приурочены низкие значения его плотности, к высокотемпературным — высокие.

6. Сочленения зон с высокими и низкими тепловыми потоками совпадают с районами максимальной сейсмической активности. Например, к фокальной сейсмической плоскости, падающей под континенты и островные дуги, приурочен контакт минимального теплового потока внешних переходных зон и максимального внутренних зон.

Рассмотренные зависимости вызваны особенностями распределения глубинных температур и изменением физических свойств толщ, слагающих слои Земли.

Распределение температур в верхних оболочках Земли оценивалось многими исследователями на основании учета содержания радиоактивных элементов, мощности слоев и в основном среднего значения теплового потока Земли [71, 75, 83, 150]. Более обоснованными, но тоже ориентировочными, являются геотермограммы, рассчитанные для областей с разными типами земной

коры (рис. 4). Приведенные геотермограммы позволяют в первом приближении определить горизонтальные градиенты на разных глубинах, объяснить различие в залегании и мощности слоя пониженных скоростей в верхней мантии, а также условия плавления вещества мантии под разными тектоническими структурами. Так, по температурным условиям в тектонически активных поясах устанавливается подъем слоя пониженных скоростей, что согласуется с фактическими данными. Природа этого слоя окончательно не выяснена. Одни исследователи считают, что понижение скоростей вызвано аморфизацией вещества мантии [83], другие — частичным ее расплавлением [19].

Температурные условия определяют также глубину залегания слоя повышенной электропроводности, возникающего при температуре, близкой к точке плавления вещества мантии. Эта глубина неодинакова в разных тектонических областях. В зонах кайнозойского вулканизма (Венгерская впадина, Восточная Камчатка, Япония и др.) и в рифтовых зонах (Байкал) слой повышенной проводимости залегает на глубинах 50—100 км [208], что согласуется с распределением глубинных температур [138]. В кайнозойских прогибах глубина залегания слоя повышенной проводимости 200 км, в стабильных структурах континентов 300—500, на щитах 800 и под островными дугами 200—300. Под тектонически активными поясами на больших глубинах возможно образование второго слоя повышенной электропроводности в связи с тем, что температура может приблизиться к точке плавления.

Движущей силой тектонических процессов в активных областях может быть переход габбро — эклогит, удовлетворительно объясняющий геологические процессы и специфику геофизических полей в этой области. Известны и другие гипотезы. Так, Ф. Веннинг-Мейнес [209] связывает образование прогибов и изостатических аномалий с воздействием на земную кору подкоровых конвекционных потоков. Этой же гипотезы придерживается и ряд других геологов и геофизиков [3]. Если допустить, что гипотеза справедлива, то максимальные значения теплового потока следует связывать с восходящими, а минимальные — с нисходящими потоками в мантии. Подтверждением существования конвекционных потоков, по-видимому, являются горизонтальные смещения земной коры на многие сотни километров по разломам широтного простирания в восточной части Тихого океана. Однако такие

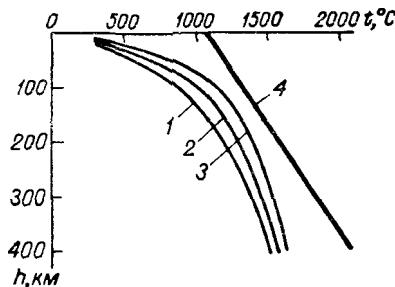


Рис. 4. Геотермограмма на щитах (1), континентах (2) и под дном океанов (3) и термограмма полного плавления вещества мантии (4) (по С. Кларку и А. Рингвуду, 1964 г.).

движения могут быть вызваны также горизонтальными градиентами температуры [138].

Согласно конвекционной гипотезе в зонах глубинных прогибов под влиянием подкорового конвекционного потока возможен отрыв блоков сиалического вещества и опускание их на значительную глубину. При этом допускается, что «всасывание» блоков и их движение происходят толчками, вызывающими глубокофокусные землетрясения [3]. В процессе увеличения глубины глубоководных впадин возможно образование в их краевых зонах разломов, по которым могут изливаться лавы и циркулировать подземные воды, что вызывает появление аномальных геотермальных зон.

Наличие максимальных геотермических градиентов на глубинах 15–140 км, где выделяется около 95% всей сейсмической энергии, служит причиной термоупругих напряжений, объясняющих сейсмичность тектонически активных поясов [138]. Изменение температуры на разных глубинах в верхах мантии по направлению от геантклиналей островных дуг к желобам и частичная аморфизация вещества, а также неоднородность верхней мантии вызывают соответствующее изменение плотности и образование слоя со скоростями 7,4–8,5 км/с. При фазовых переходах вещества скорость может достигать даже 9,5 км/с.

Существование высоких горизонтальных градиентов температуры и наличие минералов с разными коэффициентами термического расширения способствуют возникновению пор и трещин в мантии и земной коре. В таких зонах возможно сосредоточение полезных ископаемых. Поры и трещины в мантии могут частично или полностью залечиваться при плавлении вещества и снова возникать в связи с напряжениями при фракционном плавлении. По этой причине земная кора и верхняя мантия тектонически активных поясов являются зонами повышенной проницаемости.

К зонам максимальных напряжений и максимальной неоднородности приурочены активные глубинные разломы в земной коре и верхней мантии, являющиеся путями движения магмы. Не случайно 80% вулканических очагов и большинство геотермальных зон сосредоточено вдоль тектонической границы гранитной и базальтовой оболочек. Эта граница характеризуется отрицательными гравитационными аномалиями в изостатической редукции, сосредоточением вулканов и землетрясений.

Вместе с температурой меняется с глубиной и геотермический градиент. Изменения наблюдаются также от региона к региону и по площади в пределах региона (рис. 5, 6). В больших интервалах глубин возможны возрастающие, убывающие или постоянные значения геотермического градиента. Характеру изменения геотермического градиента соответствует тип геотермограммы: выпуклый (выпуклость, от оси глубин), вогнутый и прямолинейный. Геотермограммы выпуклого типа наблюдаются в тех районах, где с увеличением глубины теплопроводность горных пород возрастает или при постоянной теплопроводности с глубиной

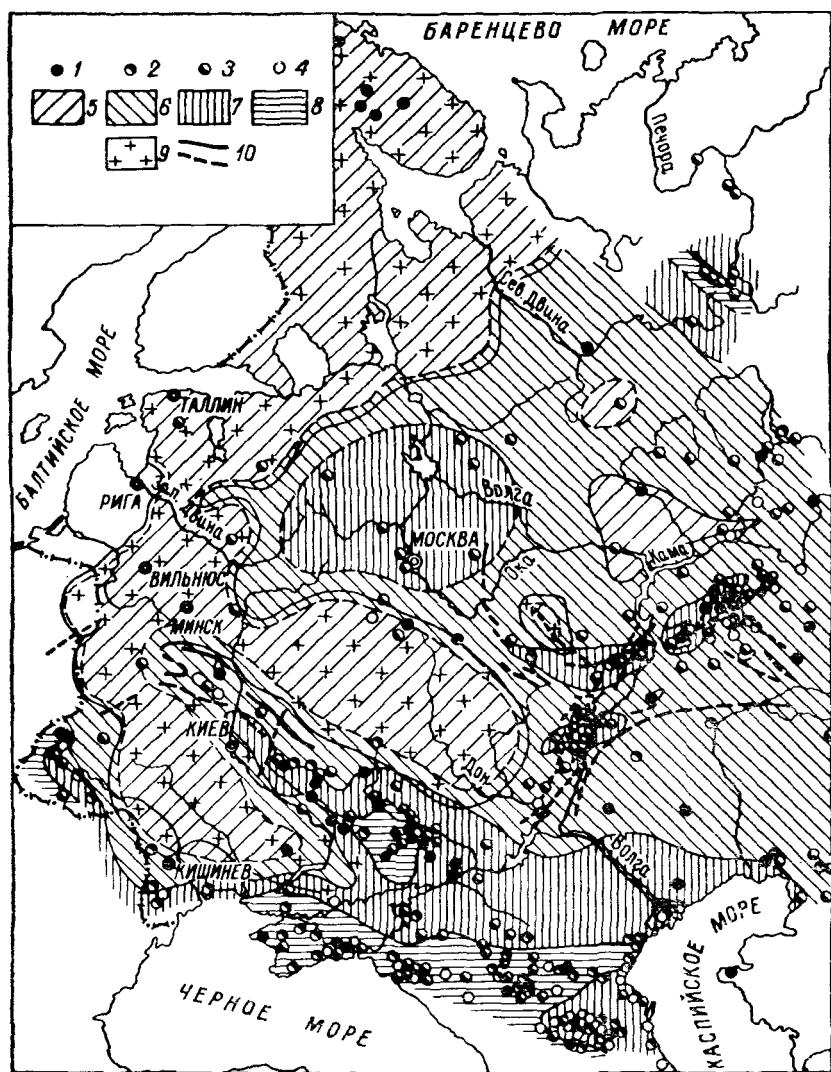


Рис. 5. Схематическая карта геотермического градиента европейской части СССР [126].

Тип геотермограммы: 1 — линейный, 2 — выпуклый, 3 — вогнутый, 4 — невыясненный; геотермический градиент,  $10^{-2}$  К/м: 5 — менее 1, 6 — от 1 до 2, 7 — от 2 до 3, 8 — более 3; 9 — область с глубиной залегания кристаллического фундамента менее 1000 м; 10 — тектонические нарушения.

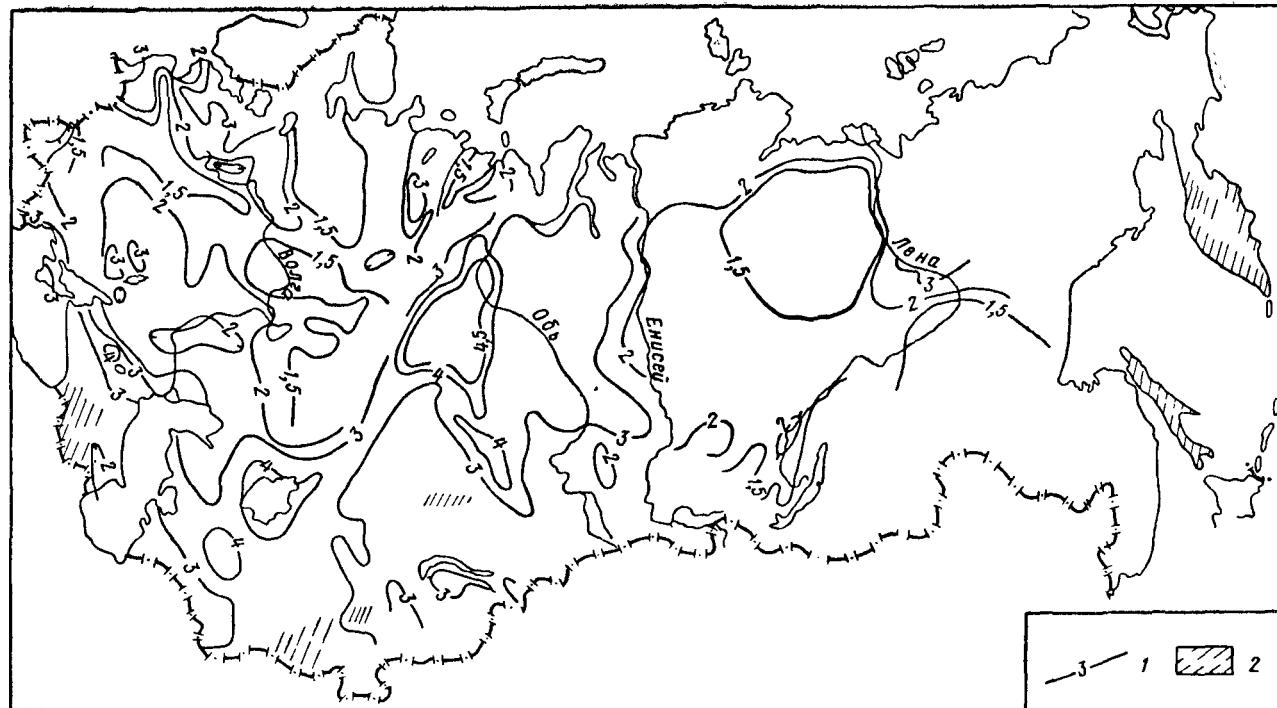


Рис. 6. Карта геотермического градиента верхней части земной коры территории СССР [21].

1 — изолинии градиента,  $10^{-3}$  К/м; 2 — предполагаемые зоны  $\Gamma > 3 \cdot 10^{-3}$  К/м.

уменьшается тепловой поток. Геотермограммы такого типа характерны для районов с терригенным геологическим разрезом, где с возрастанием глубины происходит увеличение теплопроводности пород под влиянием горного давления [29]; для районов с восходящим движением подземных вод [86, 112, 169]; для толщ с выделением тепла в результате магматической деятельности, механических деформаций, метаморфизма, экзотермических и прочих процессов; для районов над соляными куполами и другими структурами.

Геотермограммы вогнутого типа (выпуклость к оси глубин) могут возникнуть в разрезах с теплопроводностью горных пород, уменьшающейся с глубиной, или с плотностью теплового потока, возрастающей по мере увеличения глубины. Геотермограммы подобного типа встречаются в разрезах, представленных сменой пород большой теплопроводности одной литолого-петрографической характеристики (карбонатные, кристаллические и т. д.) породами с меньшей теплопроводностью (терригенные) и другой литологией или переслаиванием пластов неодинаковой теплопроводности; при внедрении холодных подземных вод [173]; в районах с большой скоростью осадконакопления; при протекании в породах энергоемких процессов (адиабатическое расширение газа, каолинизация, охлаждающее влияние многолетней мерзлоты и пр.) [126, 168]; при несовпадении направления скважин и вектора плотности теплового потока.

Изменение типа геотермограмм и значений геотермического градиента прослеживается на карте геотермических градиентов европейской части СССР, составленной Б. Г. Поляком для интервала глубин 1000—1250 м (см. рис. 5).

В европейской части СССР тепловое поле осложняется аномалиями, вызванными литолого-петрографическими и гидрогеологическими особенностями разреза. Так, в Московской синеклизе геотермический градиент повышенный в связи с преобладанием менее теплопроводных девонских глинистых отложений, а в восточных районах, где залегают более теплопроводные доломиты и известняки девона и карбона (скважины Советск I, Глазов I, Мариинский Посад I), градиент пониженный. Четкое влияние литологического фактора отмечается в Донецком бассейне, где присутствие в разрезе многочисленных пластов угля низкой теплопроводности вызывает увеличение геотермического градиента.

Низкие значения градиента [ $(0.5 \div 1) \cdot 10^{-2}$  К/м] отмечаются в пределах Балтийского и Украинского щитов, Беловежского выступа докембрийского фундамента. Гидрогеологическое влияние на окраинах Днепровско-Донецкой впадины выявляется при сопоставлении геотермического градиента на ее южном и северном бортах. Значения градиента на южном борту впадины с застойными подземными водами превышают  $2 \cdot 10^{-2}$  К/м, а на северном борту, откуда направлен основной сток подземных вод, всюду меньше.

Влияние подземных вод проявляется и в районе переловых хребтов Восточного Предкавказья, имеющих большое количество очагов разгрузки подземных вод, приуроченных к крупным тектоническим нарушениям широтного простирания. Область относительно невысоких для данного региона значений геотермического градиента  $[(2-3) \cdot 10^{-2} \text{ К/м}]$  охватывает весь северный склон Терско-Кумского

артезианского бассейна. Этот склон является территорией площадной разгрузки термальных вод через покрывающую толщу. Движение подземных вод вверх в данном районе подтверждается высоким типом геотермограмм и многочисленными горячими источниками.

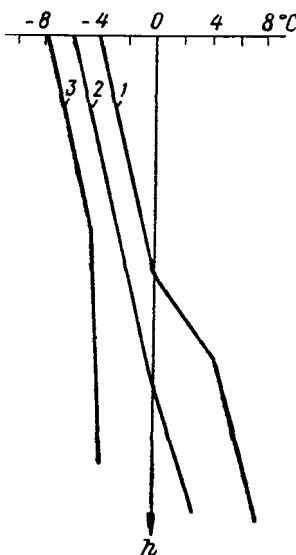
Некоторое колебание значений геотермического градиента обусловлено также гидрогеологическими особенностями районов. В области питания водоносных горизонтов и нисходящей фильтрации подземных вод (бассейн р. Вятка), как и в районах разгрузки глубинных вод (Верхнечусовские Городки), наблюдается уменьшение градиента. В районах тектонических разломов (Самарская Лука, Ухта) с движением термальных вод по трещинам повышаются плотность теплового потока и геотермический градиент. Совместное влияние геологических и гидрогеологических особенностей, снижающих геотермический градиент, существует в Прикаспийской впадине, являющейся областью разгрузки подземных вод и широкого распространения солянокупольных структур [126].

В районах многолетней мерзлоты вид геотермограмм зависит от мощ-

Рис. 7. Схематические геотермограммы многолетней мерзлоты [182].

1 — мерзлая толща с подстилающими крупнозернистыми, трещиноватыми породами, содержащими пресные воды; 2 — слабопроницаемые породы; 3 — крупнопористые, трещиноватые породы, насыщенные сильнominерализованными водами (рассолами).

ности мерзлой толщи, литологической характеристики горных пород, гидрогеологических, структурно-тектонических, географических и прочих особенностей района. Прямолинейный вид геотермограмм наблюдается в основном в пределах мерзлой толщи. На подошве этой толщи происходит перелом геотермограмм в связи с изменением теплопроводности пород с повышением температуры. При дальнейшем увеличении глубины, а соответственно и температуры вид геотермограммы зависит от литологии, коллекторских свойств и влажности пород, от минерализации и скорости движения пластовых вод (рис. 7). В этой части геологического разреза геотермический градиент может быть постоян-



ным в однородных слабопроницаемых породах и изменяться при смене литологической характеристики пород.

В крупнопористых, трещиноватых породах, содержащих неминерализованные воды, в интервале температур 273,15—277,15 К (0—4° С) создается под многолетней мерзлотой безконвекционная зона в связи с возрастанием плотности воды с температурой. У подошвы этой зоны под влиянием движения пластовых вод происходит дополнительный подток тепла и возникает второй перелом геотермограммы. В интервале переломов геотермический градиент может быть в 5—6 раз выше, чем в толще мерзлых пород [182].

В крупнопористых, трещиноватых породах, насыщенных минерализованными водами, температура замерзания соответствует максимальной плотности вод. Вследствие этого ниже подошвы мерзлой зоны холодная (и тяжелая) часть раствора опускается вниз, по пути охлаждая породы, создается конвекция и возникает перелом геотермограммы. Дальнейшее осложнение геотермограмм возможно под влиянием фазовых переходов.

Для отдельных регионов и всей территории СССР составлены карты геотермического градиента верхней части земной коры, распределения термальных вод и температур на поверхности кристаллического основания [21, 94, 145, 149].

## § 2. Связь теплового поля со структурно-тектоническим строением земной коры и распределением источников выделения (поглощения) тепла

Изучение регионального теплового поля земной коры в областях, перспективных на нефть, газ и другие полезные ископаемые, позволяет устанавливать направления поисковых работ, выявлять геологические, геокриологические и прочие особенности региона. Большое значение имеет изучение теплового поля для прослеживания рельефа консолидированного фундамента, не вскрытого скважинами. Аномалии теплового поля могут быть выявлены при знании нормального поля, позволяющего уточнять интерпретацию геотермограмм скважин.

Теоретическое исследование плотности теплового потока, геотермического градиента и температуры в земной коре можно проводить, задаваясь распределением и интенсивностью источников выделения (поглощения) тепла и законами изменения термических свойств горных пород с глубиной и по площади. Строение земной коры многообразно, поэтому рассмотрим наиболее простые формы тел, что позволяет оценить возможные пределы изменения теплового поля. Для этого используем решение уравнения теплопроводности при стационарном режиме. Поскольку теоретические задачи относятся к глубинам, во много раз меньшим радиуса Земли, кривизна земной поверхности не учитывается.

Одномерное распределение температуры в полупространстве  $z > 0$  при монотонном распределении источников выделения (поглощения) тепла

$$\kappa = \kappa_0 \exp(-\mu z)$$

и линейной зависимости коэффициента теплопроводности от температуры

$$\lambda = \lambda_0 (1 + \beta t)$$

имеет вид

$$t = \frac{1}{\beta} \left\{ \left[ (1 + \beta t_1)^2 + \frac{2\beta}{\lambda_0} (z - z_1) \left( q + \frac{\kappa_0}{\mu} \exp(-\mu z_1) \right) + \frac{2\beta \kappa_0}{\mu^2 \lambda_0} \left( \exp(-\mu z) - \exp(-\mu z_1) \right) \right]^{1/2} - 1 \right\},$$

где  $t = t_1$  при  $z = z_1$ ;  $q$  — плотность теплового потока,

$$q = \lambda_0 (1 + \beta t) \frac{dt}{dz} \Big|_{z=z_1}.$$

Геотермический градиент при  $\kappa_0 = 0$

$$\Gamma = [(1 + \beta t)^2 - (1 + \beta t_1)^2] / [2\beta(z - z_1)(1 + \beta t)];$$

уравнение изотермической поверхности при  $t = T$

$$z - z_1 = [(1 + \beta T)^2 - (1 + \beta t_1)^2] / [2\beta\Gamma(1 + \beta T)].$$

Полагая  $z = z_1 + h$ , получаем

$$q = \lambda_{cp} (\Delta t / h),$$

где

$$\Delta t = t - t_1;$$

$$\lambda_{cp} = (1/2) [\lambda_0 (1 + \beta t) + \lambda_0 (1 + \beta t_1)].$$

Плотность теплового потока при линейной зависимости коэффициента теплопроводности от температуры может быть вычислена при знании средних арифметических значений теплопроводности пласта и температуры на границах раздела сред.

Пусть коэффициент теплопроводности линейно зависит от глубины:

$$\lambda = \lambda_0 (1 + \gamma z),$$

тогда при монотонном распределении источников выделения или поглощения имеем

$$t - t_1 = \frac{q + (\kappa_0/\mu) \exp(-\mu z_1)}{\lambda_0 \gamma} \ln \frac{1 + \gamma z}{1 + \gamma z_1} + \frac{\kappa_0}{\lambda_0 \mu \gamma} \exp \frac{\mu}{\gamma} \left[ \text{Ei} \left( -\frac{\mu}{\gamma} - \mu z_1 \right) - \text{Ei} \left( -\frac{\mu}{\gamma} - \mu z \right) \right].$$

Рассмотрим частные случаи полученного выражения.

При  $\kappa_0 = 0$

$$t - t_1 = [q/(\lambda_0 \gamma)] \ln [(1 + \gamma z)/(1 + \gamma z_1)].$$

Разлагая логарифм в ряд и пренебрегая величинами второго порядка малости, получаем

$$t - t_1 = (q/\lambda_0) [(z - z_1)/(1 + \gamma z_1)].$$

Уравнение изотермической поверхности

$$z - z_1 = [(T - t_1)/q] \lambda_0 (1 + \gamma z_1) = (T - t_1)/\Gamma,$$

где  $T$  — температура изотермической поверхности;  $\Gamma$  — геотермический градиент неоднородной толщи при  $z = z_1$ .

При  $\Gamma = \text{const}$  изотермические поверхности являются плоскостями, параллельными плоской дневной поверхности Земли.

При  $\gamma = 0$

$$t - t_1 = \frac{\kappa_0}{\mu^2 \lambda_0} [\exp(-\mu z) - \exp(-\mu z_1)] + \frac{q + (\kappa_0/\mu) \exp(-\mu z_1)}{\lambda_0} (z - z_1).$$

Пренебрегая первым слагаемым, получаем

$$t - t_1 = \frac{q + (\kappa_0/\mu) \exp(-\mu z_1)}{\lambda_0} (z - z_1).$$

Расположение изотермических поверхностей зависит от интенсивности источников выделения (поглощения) тепла: при увеличении интенсивности поверхности сближаются, при уменьшении раздвигаются.

### Слоистая толща

Теоретические исследования для двух однородно-изотропных горизонтально залегающих пластов разной теплопроводности с монотонным размещением источников поля в каждом пласте проведены Г. Джейффрисом [31], более строго — А. Н. Тихоновым [150], для трех пластов исследования выполнены А. А. Смысловым [139].

Рассмотрим тепловое поле толщи, состоящей из  $n$  пластов с разным монотонным размещением источников выделения (поглощения) тепла в каждом слое. Для пласта бесконечной мощности плотность теплового потока

$$q = \int_z^{\infty} \kappa(\xi) d\xi,$$

температура при  $\lambda = \lambda(z)$

$$t = \int_0^z \frac{1}{\lambda(\xi)} \int_{\xi}^{\infty} \kappa(\xi) d\xi d\xi.$$

Последние выражения справедливы и в случае, когда нарушается непрерывность теплопроводности  $\lambda(z)$  на горизонтальных границах раздела сред.

Для среды, состоящей из  $n$  горизонтальных пластов, плотность теплового потока, термический градиент и температура в  $k$ -м слое имеют вид [174]

$$\left. \begin{aligned} q_k &= \sum_{i=1}^{n-k+1} \kappa_i h_i - \kappa_k (z - H_{k-1}); \\ \Gamma_k &= (1/\lambda_k) q_k; \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

$$t_k = t_0 + \sum_{i=1}^{k-1} h_i \left( \Gamma_{0i} + \frac{\kappa_i h_i}{2\lambda_i} \right) + (z - H_{k-1}) \left[ \Gamma_{0k} + \frac{\kappa_k}{2\lambda_k} (H_k - z + h_k) \right], \quad (2)$$

где  $t_0$  — температура верхней поверхности первого пласта;  $H_i$ ,  $h_i$ ,  $\lambda_i$ ,  $\kappa_i$  — соответственно глубина залегания подошвы, мощность, коэффициент теплопроводности и плотность генерации источников выделения (поглощения) тепла в  $i$ -м пласте;  $H_k =$

$$= \sum_{i=1}^k h_i; \quad \Gamma_{0k} = \frac{1}{\lambda_k} \sum_{i=k+1}^n \kappa_i h_i — \text{геотермический градиент, создаваемый}$$

в  $k$ -м пласте тепловым потоком из нижних  $n - k$  пластов.

В любом пласте температура изменяется по параболическому закону и геотермограмма в зависимости от того, выделяется или поглощается тепло, имеет выпуклый или вогнутый вид.

Из формул (1) имеем

$$\Gamma_k - \Gamma_{0k} = (\kappa_k/\lambda_k) (H_k - z). \quad (3)$$

Отсюда следует, что в каждом пласте при постоянной генерации тепла  $\kappa$  происходит уменьшение геотермического градиента пропорционально глубине. Выражение (3) позволяет подсчитать и яние на геотермический градиент тепла, выделяемого в пласте (рудном теле) при экзотермических процессах.

Плотность теплового потока при  $z = 0$

$$q_1 = \sum_{i=1}^n \kappa_i h_i.$$

Изменение температуры в пределах пласта при  $z = H_k$

$$t_k - t_{k-1} = [\Gamma_{0k} + (\kappa_k h_k)/(2\lambda_k)] h_k.$$

Амплитуда аномалии температуры, созданной источниками выделения (поглощения) тепла в  $k$ -м пласте,

$$\Delta t_k = [\kappa_k/(2\lambda_k)] h_k^2.$$

Для примера подсчитаем, какое влияние на геотермический градиент оказывает тепло, выделяемое буроугольным пластом в процессе карбони-

**зации.** Полагаем, что при превращении дерева в лигнит за 5000 лет ( $158 \times 10^9$  с) равномерно выделяется 17 Дж/м<sup>3</sup> тепла. Тогда при  $h_k = 10$  м и  $\lambda_k = 0,58$  Вт/(м·К) получаем  $\Gamma_k - \Gamma_0 = 0,9 \cdot 10^{-2}$  К/м.

Заметим, что выражение (2) посредством линейного преобразования координат позволяет получить тепловое поле наклонной слоистой толщи. Для этого величину  $z$  следует заменить суммой  $z \cos \alpha + x \sin \alpha$ .

Точность определения плотности теплового потока и температуры в недрах Земли зависит от точности параметров  $\lambda_i$ ,  $\kappa_i$ ,  $h_i$ , характеризующих слоистую толщу.

Рассмотрим частный случай выражения (2), когда источники тепла содержатся только в последнем пласте. Тогда  $\kappa_i = 0$  ( $i = 1, 2, \dots, n-1$ ), температура в  $k$ -м пласте

$$t_k = t_0 + q_n \left[ \sum_{i=1}^{k-1} \frac{h_i}{\lambda_i} + \frac{1}{\lambda_k} (z - H_{k-1}) \right], \quad (4)$$

где  $q_n = \kappa_n h_n$  — плотность теплового потока.

В пределах каждого пласта постоянной теплопроводности и без источников выделения (поглощения) тепла температура изменяется по линейному закону, поэтому геотермограмма и диаграмма геотермического градиента многослойной толщи представляют собой ломаные линии.

Из формулы (4) плотность теплового потока на глубине  $z = H_k$

$$q_n = (1/R_k)(t_k - t_0),$$

где  $R_k = \sum_{i=1}^k (h_i/\lambda_i)$  — тепловое сопротивление толщи, состоящей из  $k$  пластов.

Выделим в слоистой толще два пласта и предположим, что мощность  $i$ -го пласта уменьшилась на  $\Delta h_i$ ,  $(i+1)$ -го пласта на  $\Delta h_{i+1}$ . В образовавшееся пространство поместим пласт мощностью  $h_{i1} = \Delta h_i + \Delta h_{i+1}$  с коэффициентом теплопроводности  $\lambda_{i1}$ . Тогда

$$R^* = R_k + r,$$

где

$$r = (h_{i1}/\lambda_{i1}) - (\Delta h_{i+1}/\lambda_{i+1}) - (\Delta h_i/\lambda_i).$$

Отсюда при заданной температуре  $t_k$  в точке  $z = H_k$  получаем

$$q_n^* = q_n [1 - (r/R^* + r)]. \quad (5)$$

Это выражение позволяет рассмотреть плотность теплового потока при уменьшении мощности  $i$ -го пласта и соответствующем увеличении мощности  $(i+1)$ -го. В этом случае

$$r = \Delta h_i [(1/\lambda_{i+1}) - (1/\lambda_i)],$$

знак величины  $r$  определяется значениями коэффициента теплопроводности.

С изменением мощности  $i$ -го пласта происходят изменения теплового сопротивления, плотности теплового потока и геотермического градиента слоистой толщи. Это позволяет изучать с помощью геотермограмм особенности геологических разрезов ниже забоев скважин. Влияние мощности и термических свойств пластов на тепловое поле геологических разрезов наблюдается во многих регионах [59, 166]. На рис. 8 приведены результаты

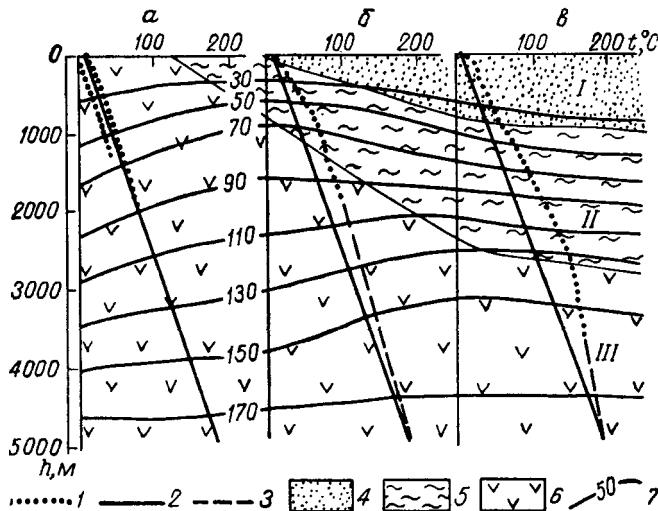


Рис. 8. Схематический геотермический разрез Ставрополья [59].

Геологические разрезы: *а* — Минераловодский выступ, *б* — Ставропольский свод, *в* — Терско-Кумская впадина.  
Геотермограммы: 1 — по измерениям в скважине, 2 — осредненная, 3 — экстраполированная; отложения: 4 — надмайкопские (I толща), 5 — майкопские (II толща), 6 — мезозойско-палеогеновые (III толща); 7 — геоизотермы по расчетным данным, °С.

расчета температуры по формуле (4) для Ставропольского геологического разреза; теоретические данные совпадают с экспериментальными наблюдениями.

### Макроанизотропия

Геологические разрезы верхней части земной коры многих регионов, в том числе нефтегазоносных, можно схематически представить в виде двух ярусов. Верхний ярус сложен переслаивающимися однородно-изотропными пластами разной теплопроводности, нижний — однородно-изотропными породами большой мощности одинаковой теплопроводности.

Температура в  $k$ -м пласте верхнего яруса [174]

$$t = t_0 - q_0 \frac{\sin \alpha_0}{\lambda_0} x - \left( \sum_{i=1}^{k-1} \frac{h_i}{\lambda_i} + \frac{z - H_{k-1}}{\lambda_{k-1}} \right) q_0 \cos \alpha_0, \quad (6)$$

где  $\lambda_0$  — коэффициент теплопроводности в подстилающей среде;  $t_0$  — температура в начале координат;  $q_0$  — плотность однородного теплового потока;  $\alpha_0$  — угол отклонения плотности теплового потока от нормали к границам пластов;  $H_k = \sum_{i=1}^k h_i$ ;  $h_i$  и  $\lambda_i$  — мощность и коэффициент теплопроводности  $i$ -го пласта.

Выражение (6) при непрерывном изменении  $\lambda$  в направлении  $Oz$  и при  $h_{k \rightarrow \infty} \rightarrow 0$  перепишем в следующем виде:

$$t = t_0 - q_0 \frac{\sin \alpha_0}{\lambda_0} x - q_0 \cos \alpha_0 \int_0^z \frac{d\zeta}{\lambda(\zeta)}. \quad (7)$$

При уменьшении  $\lambda(z)$  с увеличением  $z$  термограмма имеет выпуклый вид (выпуклость от оси  $Oz$ ). Подобные термограммы наблюдаются в придонных толщах океанов.

Из выражений (6) или (7) составляющие термического градиента и плотности потока

$$\left. \begin{aligned} \Gamma_x &= q_0 (\sin \alpha_0 / \lambda_0); & \Gamma_z &= q_0 [\cos \alpha_0 / \lambda(z)]; \\ q_x &= [\lambda(z) / \lambda_0] q_0 \sin \alpha_0; & q_z &= q_0 \cos \alpha_0. \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

Среднее удельное тепловое сопротивление  $\bar{R}$  и средний коэффициент теплопроводности  $\bar{\lambda}$  в слоистой толще мощностью  $H$  имеют вид

$$\bar{R} = \frac{1}{H} \sum_k \frac{h_k}{\lambda_k}; \quad \bar{\lambda} = \frac{1}{H} \sum_k \lambda_k h_k, \quad (9)$$

при непрерывном изменении  $\lambda(z)$  в интервале глубин  $[z_1, z_2]$

$$\bar{R} = \frac{1}{z_2 - z_1} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{\lambda(z)}; \quad \bar{\lambda} = \frac{1}{z_2 - z_1} \int_{z_1}^{z_2} \lambda(z) dz.$$

Пусть эти средние значения достаточно хорошо характеризуют выделенную толщу. Тогда из формул (6)–(8) получаем осредненные значения температуры изотермической поверхности, составляющих термического градиента и плотности теплового потока:

$$\left. \begin{aligned} T &= t_0 - \bar{\Gamma}_x x - \bar{\Gamma}_z z; \\ \bar{\Gamma}_x &= \Gamma_x; \quad \bar{\Gamma}_z = q_z \bar{R}; \\ \bar{q}_x &= \bar{\lambda} \Gamma_x; \quad \bar{q}_z = q_z. \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

Отсюда следует, что выделенная толща является анизотропной средой по отношению к осредненному тепловому полю, так как в общем случае  $\bar{\lambda} \bar{R} \neq 1$ .

Введем условные характеристики (рис. 9):

$$\operatorname{tg} \alpha = q_x / q_z; \quad \operatorname{tg} \beta = \overline{\operatorname{tg} \alpha} = \bar{q}_x / \bar{q}_z;$$

$$\operatorname{tg} \gamma = \bar{\Gamma}_v / \Gamma_z.$$

Из формул (8) и (10) следует:

$$\operatorname{tg} \alpha = [\lambda(z) / \lambda_0] \operatorname{tg} \alpha_0;$$

$$\operatorname{tg} \beta = \varepsilon \operatorname{tg} \gamma, \quad (11)$$

где  $\varepsilon = \lambda \bar{R}$  — величина, характеризующая расхождение направлений осредненного термического градиента и плотности теплового потока.

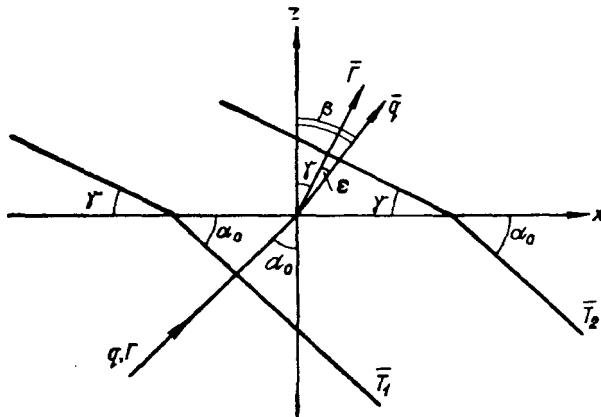


Рис. 9. Расположение изотермических поверхностей  $\bar{T}$ , векторов осредненного геотермического градиента  $\bar{\Gamma}$  и осредненной плотности теплового потока  $\bar{q}$  в нижнем и в верхнем ярусах.

Из формул (11) не сложно найти траекторию плотности теплового потока

$$\frac{dx}{dz} = \operatorname{tg} \alpha = \frac{\lambda(z)}{\lambda_0} \operatorname{tg} \alpha_0;$$

$$x - x_0 = \frac{1}{\lambda_0} \operatorname{tg} \alpha_0 \int_0^z \lambda(\xi) d\xi.$$

Из последнего выражения вычтем уравнение линии, с которой совпадал бы вектор плотности теплового потока, если бы  $\lambda(z) = \lambda_0$ :

$$\Delta x = \frac{\operatorname{tg} \alpha_0}{\lambda_0} \int_0^z \lambda(\xi) d\xi - z \operatorname{tg} \alpha_0.$$

Если  $\lambda(z) \geq \lambda_0$ , то  $\Delta x \geq 0$ . Величина  $\Delta x$  характеризует изменение направления вектора плотности теплового потока. Расположение этого вектора в анизотропной толще зависит от направления потока в подстилающей среде и закона изменения теплопроводности самой толщи.

Из формул (11) относительная погрешность определения плотности теплового потока

$$\eta = \frac{q - q_z}{q} = 1 - \left[ 1 + \frac{\lambda^2(z)}{\lambda_0^2} \operatorname{tg}^2 \alpha_0 \right]^{-1/2},$$

где  $q = \sqrt{q_x^2 + q_z^2}$ .

Значение  $\eta$  возрастает с увеличением  $\alpha_0$  и не превышает 5% при  $\operatorname{tg} \alpha_0 \leq 0,3$  ( $\alpha_0 \leq 17^\circ$ ).

Для практических целей особенно важно выяснить, как изменяется составляющая геотермического градиента по оси  $Oz$  в зависимости от содержания пластов, обладающих разными термическими свойствами. Будем считать, что геологический разрез представлен переслаивающимися пластами с теплопроводностью  $\lambda$  и  $n\lambda$ ; содержание первых пластов равно  $m$ , вторых —  $(1-m)$  от всей мощности толщи. Тогда из уравнений (9) и (10) находим

$$\left. \begin{aligned} \bar{R} &= (m/\lambda) + (1-m)/(n\lambda); \\ \bar{\lambda} &= \lambda [n - m(1-n)]; \\ \bar{q}_z &= \{m(n-1) + 1\}/(n\lambda) \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

Значение  $\bar{q}_z$  зависит от содержания пластов с повышенной и пониженной теплопроводностью и от вертикальной составляющей плотности теплового потока.

Используя формулу (12), получаем

$$\epsilon = \bar{\lambda} \bar{R} = 1 + [(1-n)^2(1-m)m]/n.$$

Так как  $0 < m < 1$  и  $n > 0$ , то  $\epsilon > 1$ . Поэтому с возрастанием  $\epsilon$  вектор осредненной плотности теплового потока больше наклоняется к подошве верхнего яруса, чем вектор осредненного геотермического градиента, т. е.  $\beta \geq \gamma$ . Максимальное влияние макроанизотропии наблюдается при  $m = 0,5$  и  $n > 1$ . Это влияние еще усиливается при наличии микроанизотропии термических свойств пластов, слагающих верхний ярус. Изменение положения изотермических поверхностей может быть вызвано в ряде регионов неностоянством литологической характеристики (термических свойств) переслаивающихся пластов [174].

### Выклинивание пласта (толщи)

Изменение мощности пласта (толщи) оказывает влияние на тепловое поле земной коры. Рассмотрим три однородно-изотропные среды с коэффициентами теплопроводности (снизу вверх)

$\lambda_1$ ,  $\lambda_2$  и  $\lambda_3$ . Границы 2-й среды плоские и непараллельные. Источники выделения и поглощения тепла в средах отсутствуют. Стационарный однородный тепловой поток поступает из нижней среды вверх.

На границах раздела сред нормальная составляющая  $q_n$  плотности теплового потока и тангенциальная составляющая  $\Gamma_\tau$  геотермического градиента непрерывны:

$$q_{1n} = q_{2n}; \quad q'_{2n} = q_{3n}; \quad (13)$$

$$\Gamma_{1\tau} = \Gamma_{2\tau}; \quad \Gamma'_{2\tau} = \Gamma_{3\tau}, \quad (14)$$

штрихом отмечены значения во 2-й среде у верхней границы раздела.

Используя связь плотности теплового потока с теплопроводностью и геотермическим градиентом, переписываем формулу (13):

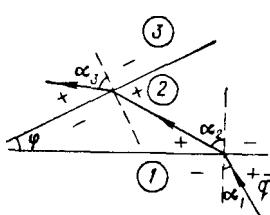


Рис. 10. К расчету наклона изотермической поверхности.

Обозначим через  $\alpha$  (с соответствующими индексами) угол отклонения вектора плотности теплового потока от нормали, направленной внутрь среды, угол отклонения считается положительным, если его отсчитывать от нормали против часовой стрелки. Имеем

$$\left. \begin{aligned} (1/\lambda_1) \operatorname{tg} \alpha_1 &= (1/\lambda_2) \operatorname{tg} \alpha_2; \\ (1/\lambda_2) \operatorname{tg} (\alpha_2 - \varphi) &= (1/\lambda_3) \operatorname{tg} \alpha_3, \end{aligned} \right\} \quad (16)$$

откуда

$$\operatorname{tg} \alpha_3 = (\lambda_3/\lambda_2) [(\lambda_2 \operatorname{tg} \alpha_1 - \lambda_1 \operatorname{tg} \varphi) / (\lambda_1 + \lambda_2 \operatorname{tg} \alpha_1 \operatorname{tg} \varphi)]. \quad (17)$$

Выражения (16) и (17) выведены для направлений вектора плотности теплового потока, показанных на рис. 10. Эти выражения позволяют определять наклон изотермических поверхностей в 3-й среде, что зависит от углов  $\alpha_1$  и  $\varphi$  и отношения теплопроводностей нижележащих сред.

Из формул (16) и (17) следует, что при  $\lambda_3 < \lambda_2 < \lambda_1$  с уменьшением угла  $\alpha_1$  изотермические поверхности во 2-й и 3-й средах приближаются к поверхностям, параллельным границам раздела. Влияние угла  $\varphi$  на наклон изотермических поверхностей проявляется только в 3-й среде. Это влияние зависит от расположения вектора плотности теплового потока в 1-й среде относительно нормали к поверхности раздела 1-й и 2-й сред.

Рассмотрим частные случаи выражений (16) и (17).

Границы раздела сред параллельны ( $\varphi = 0$ ) или наклонены друг к другу под малым углом ( $\operatorname{tg} \varphi \ll 1$ ), тогда

$$\operatorname{tg} \alpha_3 = (\lambda_3/\lambda_1) \operatorname{tg} \alpha_1.$$

В этих случаях 2-я среда не влияет на наклон изотермических поверхностей в 3-й среде.

Вектор плотности теплового потока перпендикулярен к границе раздела 1-й и 2-й сред ( $\alpha_1 = 0$ ), тогда

$$\operatorname{tg} \alpha_3 = (\lambda_3/\lambda_2) \operatorname{tg} \varphi.$$

Полученное выражение показывает, что 1-я среда не влияет на расположение изотермических поверхностей в 3-й среде. Расположение поверхностей зависит от угла  $\varphi$  и отношения коэффициентов теплопроводности  $\lambda_3$  и  $\lambda_2$ .

Вектор плотности теплового потока перпендикулярен к границе раздела 2-й и 3-й сред ( $\alpha_3 = 0$ ), тогда

$$\operatorname{tg} \alpha_1 = (\lambda_1/\lambda_2) \operatorname{tg} \varphi.$$

Это выражение является условием, при котором изотермические поверхности в 3-й среде параллельны границе раздела 2-й и 3-й сред.

Промежуточная среда отсутствует ( $\varphi = 0$ ), тогда

$$\operatorname{tg} \alpha_3 = (\lambda_3/\lambda_1) \operatorname{tg} \alpha_1.$$

Этот случай аналогичен первому.

### Толщи пород разной морфологии

При поисках и разведке приходится иметь дело с месторождениями и горными породами различной морфологии. Из-за неправильной формы многих рудных тел и горных пород, а также из-за сложности вычислений обусловленных ими аномальных полей к интерпретации результатов исследований температурного поля привлекаются практический опыт и данные модельных работ. Однако поучительно рассмотреть характер аномалий, вызванных телами идеализированной простой формы. Решение задач об искажении стационарного однородного поля телами в виде эллипсоида, шара, цилиндра, купола и других простых форм рассмотрены в математической физике и разведочной геофизике [15, 24, 47, 64, 84, 207]. Задачи даже для таких форм сложны, и не всегда их решение позволяет получить удобную для расчета полей формулу [24]. Более простые выражения получены для шара и цилиндра, находящихся в однородном поле: для шара

$$\left. \begin{aligned} t_1 &= t_0 + (\Gamma_1 x + \Gamma_2 y + \Gamma_3 z) \{ 1 + \\ &+ [(1-\mu)/(2+\mu)] [r^3 (x^2 + y^2 + z^2)^{-3/2}] \}; \\ t_2 &= t_0 + [3/(2+\mu)] (\Gamma_1 x + \Gamma_2 y + \Gamma_3 z), \end{aligned} \right\} \quad (18)$$

для цилиндра

$$\left. \begin{aligned} t_1 &= t_0 + (\Gamma_1 x + \Gamma_3 z) \{ 1 + \\ &+ [(1-\mu)/(1+\mu)] [r^2/(x^2+z^2)] \} + \Gamma_2 y; \\ t_2 &= t_0 + (\Gamma_1 x + \Gamma_3 z) [2/(1+\mu)] + \Gamma_2 y, \end{aligned} \right\} \quad (19)$$

где  $\mu = \lambda_2/\lambda_1$ ;  $\lambda_1$  — коэффициент теплопроводности вмещающей среды;  $r$  — радиус тела; ось  $Oz$  ориентирована перпендикулярно к цилинду.

Эти выражения справедливы и для полуэллипса и полушара, когда плоская земная поверхность совпадает с их плоскостью симметрии.

Из формулы температуры для тел различной формы, помещенных в однородное поле, следует, что в телах поле остается однородным, а в окружающей среде нарушается. При потоке, идущем из недр Земли, над телами большей теплопроводности наблюдается повышение температуры, над телами меньшей теплопроводности — понижение.

Аномальная часть температуры окружающей среды, как следует из уравнений (18) и (19), характеризуется величинами: для шара

$$[(1-\mu)/(2+\mu)] [r^3 (x^2+y^2+z^2)^{-4/3}];$$

для цилиндра

$$[(1-\mu)/(1+\mu)] [r^2 (x^2+z^2)^{-1}].$$

Влияние этих аномалий несущественно, когда их значения не превышают удвоенной относительной погрешности  $\eta$  определения температуры при  $x = y = 0$ :

для шара

$$z/r \geq \sqrt[3]{|1-\mu|/(2+\mu)|2\eta|};$$

для цилиндра

$$z/r \geq \sqrt{|1-\mu|/(1+\mu)|2\eta|}.$$

Эти выражения позволяют при заданных значениях  $\eta$  и  $\mu$  определить минимальное расстояние, на котором влияние тел изометрической и протяженной формы на однородное поле не сказывается. Это расстояние тем больше, чем выше точность определения температуры. Так, при  $\mu = 0,5$ ;  $\eta = 0,05$  и  $0,01$  имеем соответственно  $z/r = 1,26; 1,83$  и  $2,15; 4,08$ .

Относительная амплитуда аномалий на одинаковых по оси  $Oz$  расстояниях от центров цилиндра и шара равна

$$[(2+\mu)/(1+\mu)] (r_{\text{ш}}^2/r_{\text{ц}}^3) z.$$

Наибольшее влияние на тепловое поле оказывают тела вытянутой формы, меньшее — изометрической. В связи с этим тела вытянутой формы могут быть легче обнаружены при измерении температуры в мелких скважинах, пробуренных по более редкой сети.

## Складчатые структуры и соляные купола

Колебательные, волновые и складчатые движения земной коры приводят к упругим и пластическим деформациям пород и способствуют созданию различных структур, а также тектонических нарушений. На процесс деформации существенное влияние оказывают продолжительность воздействия тектонических сил, температура, изменение физических свойств и внутренней структуры горных пород и прочие факторы. Различие физических свойств пород, направлений и интенсивности тектонических сил способствуют созданию многообразных структур, а также приводят к искажению теплового потока, поступающего из недр Земли. В любом регионе встречаются структуры, влияние которых на тепловое поле не всегда поддается простому решению. В таких случаях это влияние изучается моделированием и геотермическими исследованиями регионов (районов).

Значительные искажения в тепловое поле вносят диапировые структуры, которые возникают при наличии в разрезе пород повышенной пластичности (соль, гипс, ангидрит, глина). Такие образования, нагнетаясь в своды диапировых антиклиналей вдоль нарушений, прорывают вышележащие пласты и образуют ядра протыкания. Наиболее распространенной разновидностью таких структур являются соляные купола нефтегазоносных провинций. Соляные структуры благодаря большой теплопроводности соли [ $\lambda = 3,89 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ ] повышают температуру над сводами куполов и искажают изотермы (рис. 11). При удалении от свода купола изменяется геотермический градиент.

Геотермограммы скважин, пройденных на куполах и вблизи них, имеют выпуклый вид, а кривые геотермического градиента — вогнутый. С глубиной и при удалении от куполов аномалии затухают. Положение изотермических поверхностей и значения геотермического градиента зависят также от термических свойств пород, слагающих разрез, гидродинамических условий и других факторов.

В Прикаспийской впадине, по данным исследований Г. Н. Кричевского (1963 г.), наиболее перспективными на нефть и газ являются межкупольные зоны, где соль выжата полностью и породы надсолевого комплекса контактируют непосредственно

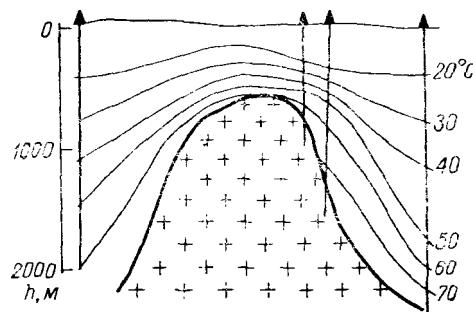


Рис. 11. Геотермический разрез купола каменной соли (по В. Г. Козлову, 1966 г.).

с подсолевыми породами палеозоя. На геотермических разрезах таких зон наблюдается погружение изотерм. Геотермические исследования могут быть использованы в Прикаспийской впадине и других подобных регионах для выбора площадей, где целесообразно проводить поисковые работы на нефть и газ.

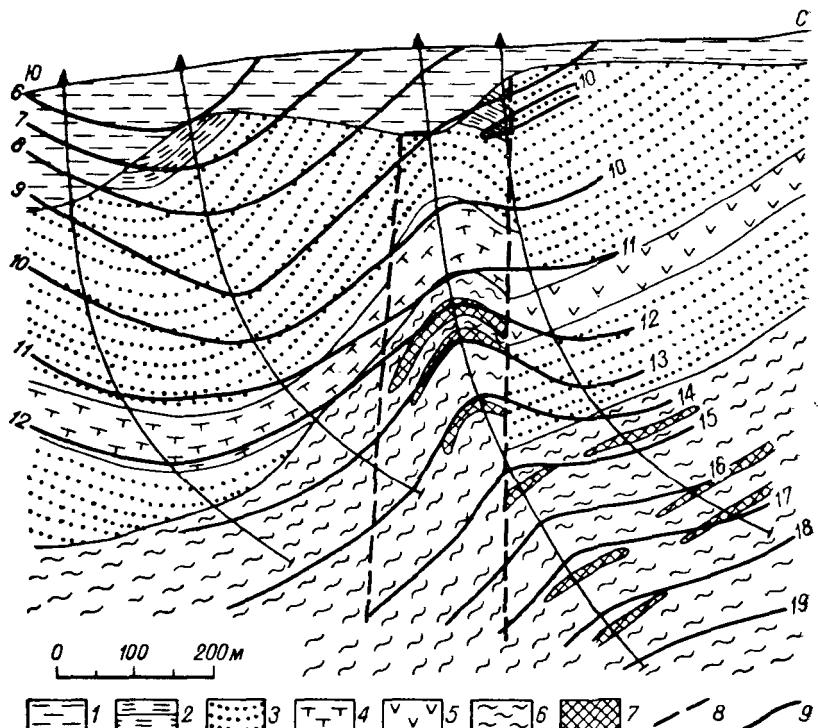


Рис. 12. Геотермический разрез юго-восточной части Зыряновского месторождения [57].

1 — ваносы; 2 — песчано-сланцевая толща; 3 — известковистые алевролиты; 4 — порфироиды; 5 — порфириты; 6 — кварцево-хлорито-серпентитовые сланцы; 7 — полиметаллические руды; 8 — тектонические нарушения; 9 — изотермы, °С.

По данным многочисленных геотермических исследований в различных районах Земли установлено, что изотермические поверхности в ряде районов отражают в основном структуру месторождений и повторяют конфигурацию поднятий (рис. 12). Над сводами тектонических структур увеличиваются температура и геотермический градиент. Теоретически это явление обосновал С. С. Ковнер [60].

Существует также связь тектоники, многолетней мерзлоты и теплового поля. В районе Усть-Порта зависимость залегания подошвы слоя мерзлоты от тектоники района установил Д. И. Дьяконов [38] по данным детального изучения термического поля

и геологического строения. Подобные же зависимости в бассейне Енисея выявил В. А. Шпак. Уменьшение мощности многолетнемерзлых пород над антиклинальными складками отмечено также В. А. Кудрявцевым [116, 117], Г. Б. Острым [119] и др. Такая связь особенно четко наблюдается над крупными структурами, которые являются более перспективными на залежи нефти и газа (рис. 13). По картам изогипс подошвы мерзлых пород, мощность которых более 100—150 м, можно выявить даже мелкие структуры [8]. Подошва многолетней мерзлоты залегает на меньших глубинах над сводами структур и на больших — над крыльями.

Сводовое залегание многолетней мощной непроницаемой мерзлоты над тектоническими поднятиями создает надежные условия для экранирования диффузионных потоков, определяет верхнюю границу сохранения нефтегазовых залежей в районах их активного формирования и особенно переформирования при вертикальной миграции, что подтверждается бурением скважин на севере Западно-Сибирской низменности.

### § 3. Искажение теплового поля приповерхностной толщи геоморфологическими факторами

Формы земной поверхности (рельеф), история и происхождение их, геологическое строение и географическое расположение влияют на тепловое состояние земной коры. Особенно большое региональное влияние оказывают расчлененность рельефа и глубина эрозионных врезов. Сведения о воздействии геоморфологических факторов имеют важное практическое значение в структурной, нефтяной, газовой, рудной и инженерной геологии.

Многообразие энергетических факторов рельефообразования и форм рельефа очень усложняют решение задачи об определении влияния геоморфологических условий различных геологических провинций (районов) на тепловое состояние земной коры. В связи с этим ограничимся рассмотрением наиболее простых геоморфологических условий и оценим их влияние на тепловое поле земной коры.

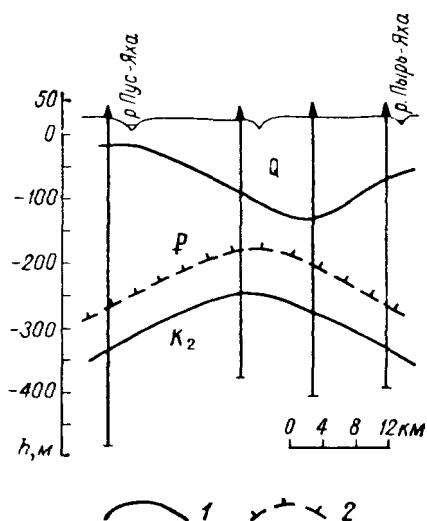


Рис. 13. Мерзлотно-геологический профиль [8].

1 — стратиграфические границы; 2 — подошва мерзлых пород.

Рассмотрим изменение температурного поля земной коры, подвергшейся денудации. Пусть вертикально поднимающийся достаточно больших размеров блок земной коры равномерно срезается до горизонтального уровня соседних районов. Предположим, что расстояние между плоскостями разрыва много больше амплитуды подъема блока. В этом случае для количественной оценки влияния процессов денудации на тепловое поле можно использовать следующие выражения [174]:

$$t = \Gamma_0 \left[ z^* + h \left( \operatorname{erfc} \frac{h}{2\sqrt{a\tau}} - \operatorname{erfc} \frac{z^*+h}{2\sqrt{a\tau}} \right) \right] \operatorname{erfc} \frac{h}{2\sqrt{a\tau}}; \quad (20)$$

$$\frac{\Gamma - \Gamma_0}{\Gamma_0} = \frac{q - q_0}{q_0} = A \operatorname{erfc} \frac{z^*+h}{2\sqrt{a\tau}},$$

где

$$A = \frac{h}{2\sqrt{a\tau}} \left( 1/\operatorname{erfc} \frac{h}{2\sqrt{a\tau}} \right);$$

$z^*$  — расстояние (глубина) от поверхности денудации;  $h = \beta \sqrt{\tau}$  — мощность денудированной толщи.

Зависимость температуры от глубины при разной скорости денудации приведена на рис. 14.

При  $h = 1000$  м,  $a = 5,56 \cdot 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с,  $\tau = 3,15 \cdot 10^{12}$  с (10<sup>5</sup> лет),  $z^* = 0$  (у поверхности Земли) относительное значение  $(\Gamma - \Gamma_0)/\Gamma_0 = 0,84$ .

Определим расстояние, на котором отсутствует искажение градиента температуры. Для выполнения этого условия расстояние  $z^*$  должно удовлетворять следующему неравенству:

$$2\eta \geq A \operatorname{erfc} \left[ (z^* + h)/(2\sqrt{a\tau}) \right],$$

где  $\eta$  — относительная погрешность определения геотермического градиента.

Так, при скорости денудации 1 см/год,  $\tau = 1 \cdot 10^5$  лет,  $h = 1000$  м,  $a = 5,56 \cdot 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с имеем  $A = 1,4$ ,

$$\operatorname{erfc} \left[ (z^* + h)/(2\sqrt{a\tau}) \right] \geq 1 - 1,45\eta.$$

При  $\eta = 0,05$  расстояние  $z^* \geq 1,27 \cdot 2\sqrt{a\tau} - h = 2360$  м; при  $\eta = 0,01$  расстояние  $z^* \geq 3590$  м.

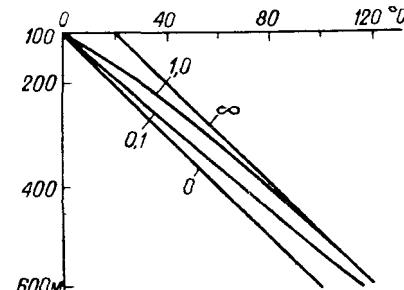


Рис. 14. Геотермограммы [174].

$h = 100$  м,  $q_0 = 5,03 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>,  $a = 1 \cdot 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с,  $\lambda = 2,51$  Вт/(м·К). На графиках дана скорость денудации, см/год.

В действительности эта глубина меньше в связи с погрешностями определения градиента, влиянием периодического изменения климата, конвективного переноса тепла мигрирующими подземными водами, нефтью и газом, а также из-за неоднородности горных пород.

## Осадконакопление

Осадочные породы различных возрастов и мощностей покрывают значительную часть континентов, дна морей и океанов. Процесс накопления осадков происходит со скоростью от долей миллиметра до нескольких сантиметров и даже метров в год. Влияние накопления осадков на распределение температуры в земной коре имеет существенное значение при изучении теплового поля регионов, выборе районов сверхглубокого бурения и решении других задач.

Для упрощения задачи предположим, что на плоскую горизонтальную поверхность однородно-изотропной полуограниченной 1-й среды с коэффициентами теплопроводности  $\lambda_1$  и температуропроводности  $a_1$  отлагаются непрерывно и равномерно осадки. В результате отложения осадков и образования однородно-изотропной 2-й среды с коэффициентами  $\lambda_2$  и  $a_2$  произойдет перераспределение температуры. При движении поверхности осадков по закону  $f(\tau) = \beta \sqrt{\tau}$  ( $\beta = \text{const}$ ) температура в 1-й и 2-й средах [174]

$$t_1 = \frac{q_0}{\lambda_1} \left( z + \frac{\lambda_1}{\lambda_2} \cdot \frac{\beta \sqrt{\tau}}{u} \operatorname{erfc} \frac{z}{2 \sqrt{a_1 \tau}} \right);$$

$$t_2 = \frac{q_0}{\lambda_2} \cdot \frac{1}{u} \left[ \beta \sqrt{\tau} \operatorname{erfc} \frac{z}{2 \sqrt{a_2 \tau}} + z \left( \operatorname{erfc} \frac{\beta}{2 \sqrt{a_2}} + \frac{\beta}{\sqrt{a_2}} \right) \right],$$

где

$$u = \operatorname{erfc} \frac{\beta}{2 \sqrt{a_2}} + \frac{\beta}{2 \sqrt{a_2}} \left( 1 + \frac{\lambda_1}{\lambda_2} \sqrt{\frac{a_2}{a_1}} \right).$$

Под воздействием теплового потока  $q_0$  при накоплении осадков происходит нагревание осадочной толщи (2-я среда) и подстилающих пород (1-я среда) (рис. 15). Изменение температуры в 1-й и 2-й средах зависит от скорости осадконакопления. При низкой скорости влияние этого процесса достигает глубин, превышающих в несколько раз мощность осадочной толщи.

В связи с изменением температуры с глубиной в 1-й и 2-й средах изменяется геотермический градиент:

$$\Gamma_1 = \frac{q_0}{\lambda_1} \cdot \frac{1}{u} \left( \frac{\lambda_1}{\lambda_2} \cdot \frac{\beta}{2 \sqrt{a_1}} \operatorname{erf} \frac{z}{2 \sqrt{a_1 \tau}} + \operatorname{erfc} \frac{\beta}{6 \sqrt{a_2}} + \frac{\beta}{2 \sqrt{a_2}} \right);$$

$$\Gamma_2 = \frac{q_0}{\lambda_2} \cdot \frac{1}{u} \left( \frac{\beta}{2 \sqrt{a_2}} \operatorname{erf} \frac{z}{2 \sqrt{a_2 \tau}} + \operatorname{erfc} \frac{\beta}{2 \sqrt{a_2}} + \frac{\beta}{2 \sqrt{a_2}} \right).$$

В соответствии с изменением геотермического градиента изменяется плотность теплового потока:

$$q_1 = \lambda_1 \Gamma_1; \quad q_2 = \lambda_2 \Gamma_2.$$

Диаграммы изменения с глубиной геотермического градиента и плотности теплового потока приведены на рис. 16. В практике

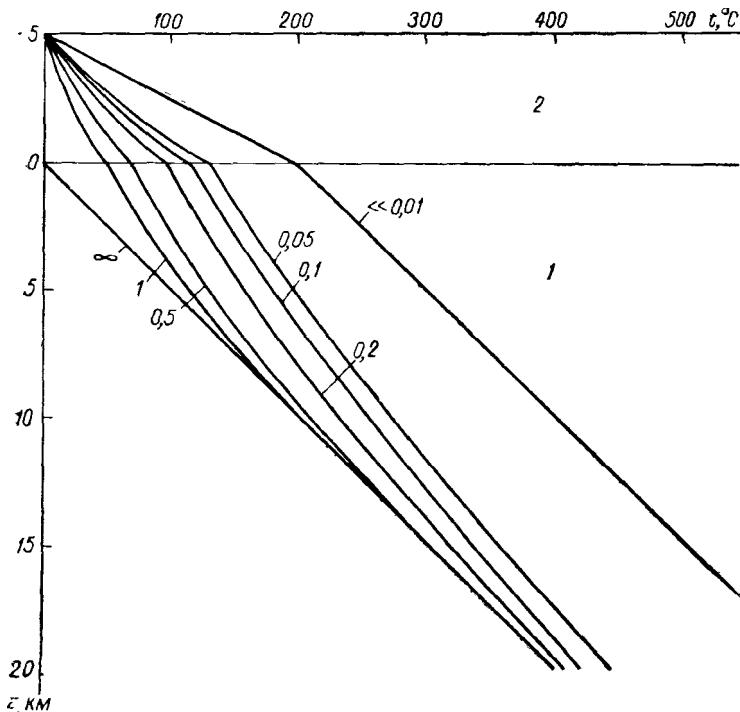


Рис. 15. Геотермограммы [174].

$h = 5$  км,  $q_0 = 5,01 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>,  $\lambda_1 = 2,51$ ,  $\lambda_2 = 1,26$  Вт/(м·К),  $a_1 = 1 \cdot 10^{-6}$ ,  $a_2 = 0,5 \cdot 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с.

На графиках дана скорость наложения осадков, см/год.

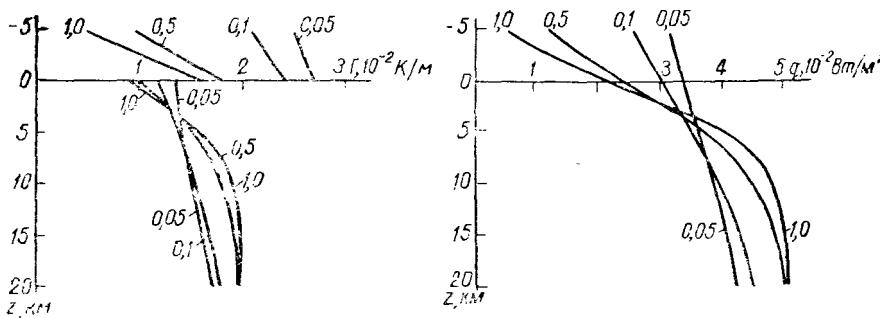


Рис. 16. Диаграммы геотермического градиента и плотности теплового потока [174].

Исходные условия см. на рис. 15.

геофизических исследований скважин при установившемся термическом режиме в однородно-изотропных водонепроницаемых толщах встречаются вогнутые геотермограммы. Одной из причин этого является накопление осадков.

Таким образом, накопление осадков нарушает геотермический режим региона на значительную глубину и вызывает убытие плотности теплового потока по направлению к земной поверхности как в осадочной толще, так и в подстилающих породах.

### Неотектонические движения

При отсутствии денудации и осадконакопления температура и геотермический градиент в вертикально движущейся однородной изотропной толще [37] выражаются формулами

$$t = t_0 + \Gamma_0(z - w\tau) + \frac{1}{2}(\Gamma_0 + \Gamma^*) \left[ z + w\tau \exp \frac{wz}{a} \operatorname{erfc} \frac{z + w\tau}{2\sqrt{a\tau}} + (w\tau - z) \operatorname{erfc} \frac{z - w\tau}{2\sqrt{a\tau}} \right];$$

$$\Gamma = \Gamma_0 - (1/2)B(\Gamma_0 + \Gamma^*)$$

или

$$(\Gamma_0 - \Gamma)/\Gamma_0 = (1/2)B(1 + \Gamma^*/\Gamma_0),$$

где

$$B = \operatorname{erfc} \frac{z - w\tau}{2\sqrt{a\tau}} + 2w\sqrt{\frac{\tau}{\pi a}} \exp \left[ -\frac{(z - w\tau)^2}{4a\tau} \right] - \left[ 1 + \frac{w}{a}(z + w\tau) \exp \frac{wz}{a} \operatorname{erfc} \frac{z + w\tau}{2\sqrt{a\tau}} \right];$$

$\tau$  — время от начала тектонического движения;  $w$  — скорость движения ( $w > 0$  — движение вверх,  $w < 0$  — вниз);  $\Gamma^*$  — гипсогеотермический градиент.

Вертикальными движениями горных массивов создаются термические аномалии, амплитуда которых возрастает с увеличением скорости и длительности движения.

### Поверхностный рельеф

Учет влияния поверхностного рельефа необходим при измерении температуры горных пород и теплового потока вблизи Земли, и особенно на дне акваторий. Влияние рельефа на тепловое поле земной коры учитывают численными методами, путем решения задачи Дирихле с заданной формой земной поверхности, моделированием и практическими исследованиями [37, 174, 199]. При этом влияние рельефа изучается в основном для его простых форм без учета геологического строения, анизотропии, изменения теплопроводности горных пород, гидрологических и прочих факторов. Однако даже простые формы рельефа значительно

искажают температурное поле однородно-изотропных толщ (рис. 17). Распространение искажений на большие глубины выявляется также по измерениям температуры в скважинах (рис. 18).

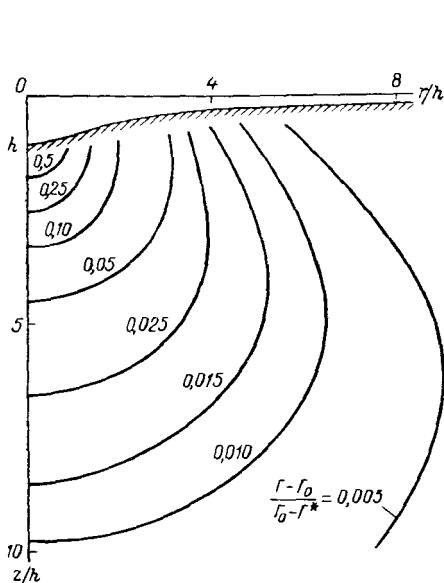


Рис. 17. Искажение теплового состояния пород симметричной впадины [174].

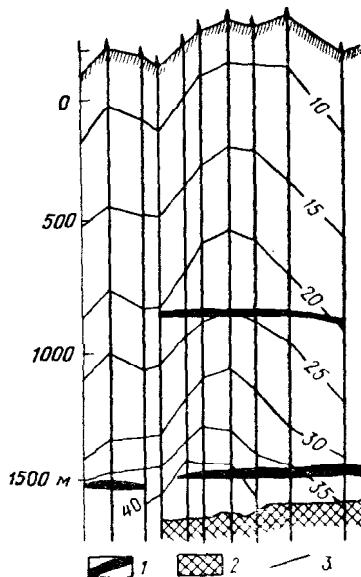


Рис. 18. Геотермический разрез через нефтяное месторождение [108].

1 — нефтяная залежь; 2 — фундамент; 3 — изотермы,  $^{\circ}\text{C}$ .

Влияние поверхности рельефа учитывается путем введения поправочного коэффициента в значение геотермического градиента. Значение и знак коэффициента зависят от места расположения скважины относительно ближайшего резкого изменения рельефа; наибольшее значение отмечается на водораздельных участках, наименьшее — в долинах. По данным многочисленных геотермических исследований А. Д. Дучкова и Л. С. Соколовой для пересеченного рельефа поправка к геотермическому градиенту на глубинах 100—200 м не превышает 35% [37].

## Глава II

### ТЕПЛОВАЯ СВОБОДНАЯ КОНВЕКЦИЯ ЖИДКОСТИ (ГАЗА)

#### § 4. Свободная конвекция в полостях, скважинах и крупнозернистых породах

Началом изучения свободной тепловой конвекции следует считать эксперименты Г. Бенара (1900 г.), наблюдавшего возникновение регулярной периодической конвекции (ячейки Бенара) в горизонтальном слое жидкости. Дальнейшее развитие теории происходило очень медленно, и в основном путем усложнения задачи Бенара. Лишь в 1946 г. Г. А. Остроумов теоретически и экспериментально исследовал условия возникновения конвекции в вертикальном цилиндрическом канале. Исследования Г. А. Остроумова вызвали появление ряда работ по конвекции в полостях разной формы. Особенно широко исследования конвекции развернулись с 50-х годов в связи с возросшим интересом к проблемам гидродинамической неустойчивости и многочисленным их приложениям в области теплообмена и геофизики; кроме того, появилась возможность решения сложных задач с помощью ЭВМ.

Свободная конвекция в скважинах, горных выработках, трещинах, карстах и поровом пространстве горных пород является одним из видов теплообмена. Возникает такая конвекция вследствие различия плотности жидкости (газа), вызванного нагреванием, неоднородностью состава и концентрацией примесей. Под воздействием гравитационного поля более легкие части жидкости (газа) поднимаются, а более тяжелые опускаются. Конвективное движение жидкости (газа) нарушает тепловое поле горных пород, вызывает перераспределение температуры в скважинах и горных выработках.

#### Вертикальные каналы различного сечения

**Эллипс.** Возникновение свободной конвекции в вертикальном канале эллиптического сечения характеризуется параметром Рэлея [46]

$$R = [g\beta\Gamma/(\nu a_{\infty})] (bc)^2,$$

где  $\Gamma$  — критический градиент температуры;  $b$  и  $c$  — полуоси сечения канала;  $g$  — ускорение свободного падения;  $\nu$  — кинематическая вязкость;  $a_{\infty}$  и  $\beta$  — температуропроводность и температурный коэффициент жидкости (газа).

Теоретически параметр Рэлея остается постоянным с изменением полуосей сечения канала при сохранении его площади. В действительности значения критического параметра Рэлея и критического градиента изменяются с увеличением отношения полуосей эллипса и зависят от отношения теплопроводности жидкости и вмещающей среды (рис. 19). При  $c/b \rightarrow 0$  критический параметр Рэлея возрастает пропорционально  $b^4/c^4$ .

**Прямоугольник.** Для стенок канала, обладающих идеальной теплопроводностью, минимальный критический параметр Рэлея,

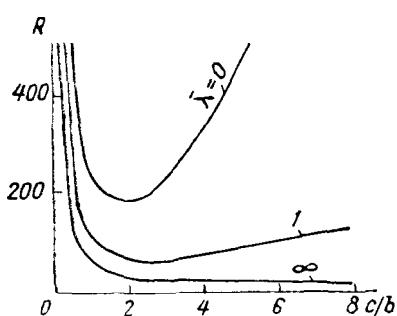


Рис. 19. Зависимость критического параметра Рэлея от отношения полуосей эллиптического сечения канала [23].

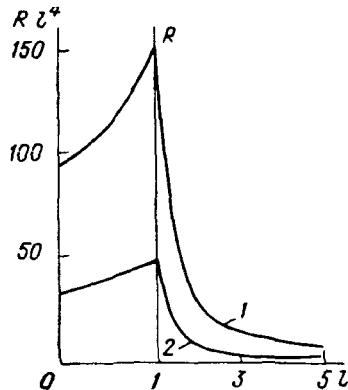


Рис. 20. Зависимость критического параметра Рэлея от отношения сторон прямоугольного сечения канала [23]. Границы: 1 — идеально теплопроводные [формула (21)], 2 — теплоизолирующие [формула (22)].

соответствующий началу конвективного движения [23], выражается формулой

$$R = (\pi^4/16)(1 + 4/l^2)^2, \quad (21)$$

где  $l = c/b$ ;  $b$  и  $c$  — стороны прямоугольного сечения канала.

При  $l = 1$  (квадратное сечение)

$$R = (25/16)\pi^4 = 152,2.$$

Критический параметр Рэлея для канала с теплоизолирующими границами ( $\lambda = \infty$ ) при конечном отношении сторон [23] (рис. 20) определится выражением

$$R \approx \frac{8.46(l^4 + 5l^2 + 4)}{l^4 \{l^2 + 1 + (4/\pi)l^3 \operatorname{cth}[\pi/(2l)]\}}. \quad (22)$$

**Круг.** Механизм конвективного движения рассмотрим на примере вертикального цилиндра, заполненного жидкостью. При подогреве снизу жидкость из спокойного состояния переходит в ламинарное движение (рис. 21, а). Нагретые массы жидкости поднимаются по одной стенке цилиндра, а охлажденные опускаются по противоположной. С увеличением подогрева жидкость приин-

маеет ячеистую структуру (рис. 21, б). В каждой ячейке частицы жидкости двигаются по замкнутым, примерно параллельным траекториям. При этом часть жидкости, не замыкаясь в нижней ячейке, поднимается в верхнюю и присоединяется к идущему вверх потоку этой ячейки. В свою очередь из верхней ячейки часть жидкости опускается в нижнюю ячейку. В результате часть нагретого потока жидкости поднимается по зигзагообразной траектории, а часть охлажденного опускается по такой же траектории. Подобная ячеистая форма движения жидкости является устойчивой в сравнительно большом интервале мощности подогрева. Стыки соседних ячеек остаются на одинаковых высотах [137]. При отклонении цилиндра от вертикали на  $30^\circ$  ячеистая форма движения сменяется ламинарным движением нагретой жидкости вверх по одной стенке и охлажденной — вниз по другой стенке.

С увеличением мощности подогрева происходит изменение траектории движения жидкости в ячейке вертикального цилиндра. Нагретая жидкость поднимается по центральной части цилиндра, а охлажденная опускается по стенкам (рис. 21, в). Дальнейшее повышение подогрева приводит к турбулентному движению жидкости. При свободной конвекции одна часть жидкости поднимается и отдает тепло стенкам цилиндра, другая — опускается и получает тепло. В результате этого потоки жидкости и тепла в любом сечении цилиндра равны нулю. Начало конвективного движения жидкости характеризуется конвективным параметром [118].

$$R = GrPr = [g\beta/(a_k v)] \Gamma (d/2)^4, \quad (23)$$

где  $Gr = (g\beta \Gamma / v^2)(d/2)^4$  — критерий Грасгофа;  $Pr = v/a_k$  — критерий Прандтля;  $d$  — диаметр цилиндра.

Параметр  $R$  зависит также от коэффициентов теплопроводности жидкости  $\lambda_{\text{ж}}$  и окружающей среды  $\lambda$ .

$\lambda/\lambda_{\text{ж}}$	$R$	$\lambda/\lambda_{\text{ж}}$	$R$
0	2,86	2,43	134
0,31	81,0	3,78	150
0,62	92,4	6,27	168
1,02	105	12,5	187
1,59	119	58,4	208
		$\infty$	216

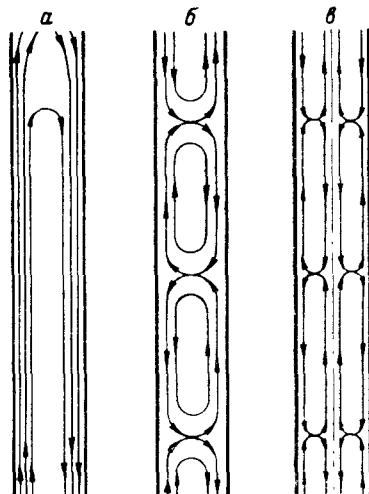


Рис. 21. Схема движения жидкости в цилиндрических вертикальных каналах, подогреваемых снизу.

В сечении скважины под влиянием конвекции происходит перераспределение скоростей движения и температуры жидкости в зависимости от отношения  $\lambda/\lambda_{ж}$  (рис. 22). В необсаженных скважинах  $\lambda/\lambda_{ж}$  изменяется в среднем от 2 до 6, в обсаженных это отношение достигает 100.

Критический градиент температуры, характеризующий начало конвективного движения,

$$\Gamma = 32Rav/(g\beta d^4).$$

Для скважин с диаметрами  $d_1$  и  $d_2$  отношение

$$\Gamma_1/\Gamma_2 = d_2^4/d_1^4.$$

Для скважин диаметром 100 мм, заполненных пресной водой, при температуре 10—100° С и  $\lambda/\lambda_{ж} = 3,78$  значение критического градиента изменяется соответственно от  $66,7 \times 10^{-4}$  до  $1,67 \cdot 10^{-4}$  К/м (рис. 23). Для скважины диаметром 400 мм в том же интервале температур  $\Gamma = (260 \div 6,52) \times 10^{-7}$  К/м.

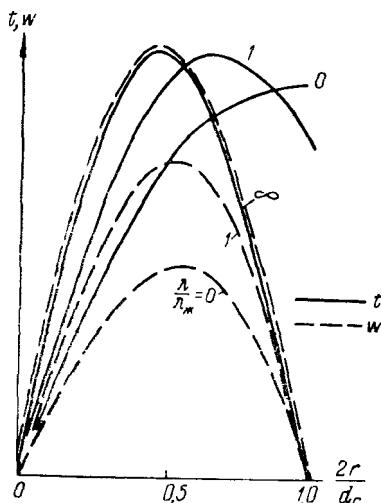
В расчетах не учтено, что увеличение давления препятствует возникновению свободной конвекции. График, приведенный на рис. 24, позволяет по гидростатическому давлению и температуре приближенно выяснить возможность возникновения свободной конвекции в скважине на любой глубине.

Рис. 22. Схематическое распределение температуры и скорости движения жидкости по радиусу вертикального цилиндрического канала [118].

ствует возникновению свободной конвекции. График, приведенный на рис. 24, позволяет по гидростатическому давлению и температуре приближенно выяснить возможность возникновения свободной конвекции в скважине на любой глубине.

Большой интерес для нефтепромысловой геофизической практики представляет изучение свободной тепловой конвекции в водных растворах солей, заполняющих вертикальные трубы круглого сечения. Такое исследование было проведено Э. И. Славновой [137] с водными растворами солей  $KCl$ ,  $CaCl_2$ ,  $CuSO_4$ ,  $ZnSO_4$  различной концентрации. Опыты по визуальному наблюдению гидродинамики потока жидкости в трубах показали, что характер движения растворов солей с возрастанием подогрева аналогичен конвективному движению пресной воды при тех условиях. При этом высоты ячеек потока воды и растворов одинаковы и равны 13,9 радиуса трубы.

Теоретические и экспериментальные исследования показали, что для каждого из растворов существует свое значение вертикального геотермического градиента  $\Gamma$ , характеризующее устойчивую



форму конвективного движения (рис. 25). Значение  $\Gamma$  для слабых растворов практически постоянно, для больших концентраций оно резко изменяется. Такая же закономерность наблюдается и у конвективного параметра  $R$  для изученных растворов, за исключением раствора  $\text{CaCl}_2$ . Причина такого отклонения от общей закономерности пока не выяснена.

Экспериментальные значения  $R$  для слабых растворов соответствуют с погрешностью, не превышающей 3,2%, теоретическим

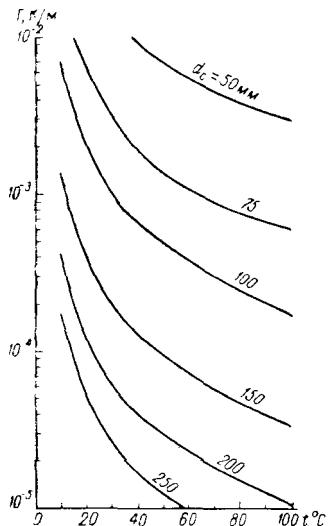


Рис. 23. Зависимость критического геотермического градиента  $\Gamma$  от температуры.

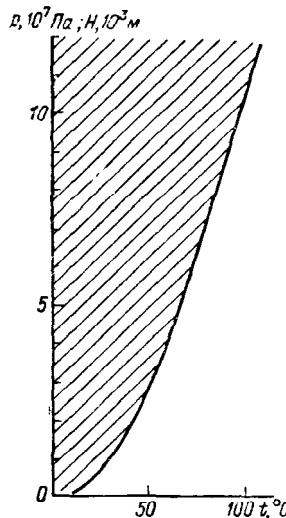


Рис. 24. Область плотности воды более  $1000 \text{ кг}/\text{м}^3$  (заштрихована) [174].

значениям для чистых растворов. Для растворов с концентрацией, близкой к пределу растворимости, несоответствие между экспериментальными и теоретическими значениями конвективного параметра достигает в среднем 47%. Такое расхождение вызвано, по-видимому, концентрационными и термодиффузионными явлениями в растворах повышенной концентрации. Приближенно оценить возможность возникновения свободной конвекции можно по зависимости, подобной приведенным, если известны давление, температура и минерализация воды в скважине.

Существование свободной тепловой конвекции в скважинах доказано теоретическими и экспериментальными исследованиями. Конвекция возрастает с увеличением геотермического градиента и глубины забоя и с уменьшением вязкости среды, заполняющей скважину (глинистый раствор, вода, воздух). Такое влияние должно уменьшать значение геотермического градиента, определяемого по измерениям температуры в скважине. Однако температура, измеряемая существующими термометрами в глубоких

роторных обсаженных колоннами труб скважинах, выстаивающих длительное время в покое, совпадает с температурой на таких же глубинах в мелких необсаженных скважинах малого диаметра в тех же районах при одинаковых геолого-гидрологических и геоморфологических условиях. Поэтому можно считать, что влияние конвекции невелико. Это подтверждается многочисленными исследованиями Н. М. Фролова [159] в различных районах в обсаженных и необсаженных мелких и глубоких скважинах (до 3170 м). По его данным искажение температуры свободной

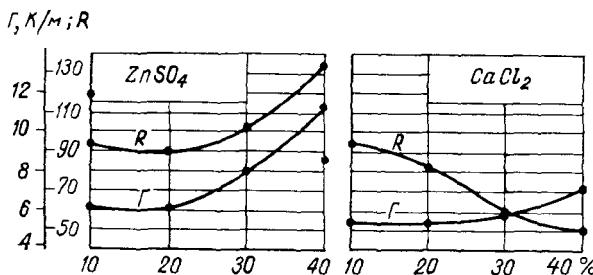


Рис. 25. Зависимость геотермического градиента  $\Gamma$  и конвективного параметра  $R$  от концентрации солей [137].

конвекцией и обсадной колонной труб лежат за пределами точности измерений и не превышают 0,02 К. По экспериментальным исследованиям В. Н. Девяткина [30] свободная тепловая конвекция существенна в основном для мелких скважин (10—15 м) и при значительных градиентах температуры ( $\Gamma \geq 0,1$  К/м). В глубоких скважинах искажение температуры конвекцией не превышает 0,03 К.

Таким образом, наблюдается расхождение результатов теоретических и лабораторных исследований свободной конвекции со скважинными. Такое несоответствие, по-видимому, вызвано неучетом ряда факторов: сжимаемости жидкости в скважинных условиях, изменения теплопроводности пород по разрезу скважин, физических свойств жидкости и горных пород, особенностей измерения температуры и т. д. Каждому снижению влияния конвекции способствуют существующие термометры, которые, имея относительно большой диаметр, осредняют температуру по сечению скважины.

Температура в вертикальной скважине при свободной тепловой конвекции, измеренная такими термометрами, характеризуется следующим выражением:

$$t = t(z) + t_1 \sin(\theta z/d) \cos n\varphi,$$

где  $\theta = (d/H) \pi$ ;  $d$  — диаметр скважины;  $H$  — глубина забоя;  $z$  — координата точки наблюдения относительно забоя;  $t_1$  — тем-

пература, зависящая только от координаты  $r$ , перпендикулярной к оси скважины;  $t(z)$  — температура в скважине при отсутствии конвекции;  $m$  и  $n$  — целые числа.

При этом средняя температура по сечению скважины

$$\bar{t} = t(z) + \frac{4}{\pi d^2} \int_0^{d/2} \int_0^{2\pi} \cos n\varphi t_1 r \sin(\theta z/d) dr d\varphi = t(z).$$

Можно считать, что осредненная по сечению скважины температура равна температуре окружающих пород.

### Полости

Известный интерес представляет задача, рассмотренная Г. М. Фельдманом [155], о свободной конвекции вязкой несжимаемой жидкости в полостях, ограниченных горизонтальными поверхностями. Подобная конвекция может возникнуть в зонах выщелачивания, карстовых пустотах, горных выработках, трещиноватых зонах в больших кавернах скважин. В таких полостях движение жидкости происходит по дугам концентрических окружностей. Влияние конвекции на тепловое поле характеризуется параметром  $1/M$ , являющимся критерием Рэлея;

$$M = \frac{64\pi\mu a_{\text{ж}}}{\rho g h^3 \beta (t_2 - t_1)},$$

где  $\mu$  — динамическая вязкость жидкости (газа);  $\rho$  — средняя плотность жидкости (газа);  $g$  — ускорение свободного падения ( $g_{\text{ст}} = 9,81 \text{ м/с}^2$ );  $h$  — высота полости;  $t_2$  и  $t_1$  — температура на верхней и нижней границах полости.

Свободная тепловая конвекция возникает при условии  $|M| < 1/3$ ; при  $t = 0^\circ \text{ С}$  для воды  $|M| = 0,166/[R^3(t_2 - t_1)]$ , для воздуха  $|M| = 2,3/[R^3(t_2 - t_1)]$ .

Степень нарушения теплового поля свободной конвекцией при прочих равных условиях зависит от геометрических размеров пространства, в котором происходит конвективное движение. В горных породах низкой пористости конвекция не оказывает существенного влияния на стационарное тепловое поле земной коры, и в общей теплопередаче ее можно не учитывать [11]. В открытых трещинах (разломах) свободная конвекция может существенно влиять на тепловое поле. Увеличение этого влияния с возрастанием размеров полостей подтверждается «затеканием» зимой холодного воздуха на разные глубины в колодцы и скважины. Исследования Н. М. Фролова [158] показали, что при диаметре шахтных колодцев 1,0—1,5 м в слое постоянных годовых температур при открытом устье температура понижается на 0,3—1,8° С. По этой причине в некоторых районах Минусинской котловины на стенах колодцев даже в жаркие месяцы года сохраняется лед. В буровых скважинах диаметром 115—200 мм влияние «затекания» при перепаде температуры на дневной поверхности 12° С распространяется на глубину соответственно 17,5—25 м.

## Крупнопористые горные породы

Одной из малоизученных проблем прикладной геотермии является задача: выяснить влияние свободной конвекции пластовой жидкости на теплообмен горных пород с крупными порами. Особенное значение эта задача имеет в геокриологии при оценке влияния конвекции на эффективную теплопроводность промерзающих (протаивающих) пород. Наиболее полно задача решена Г. М. Фельдманом для двух случаев: в первом нормальная составляющая скорости жидкости на границах толщи пород с крупными порами не равна нулю, а во втором равна нулю.

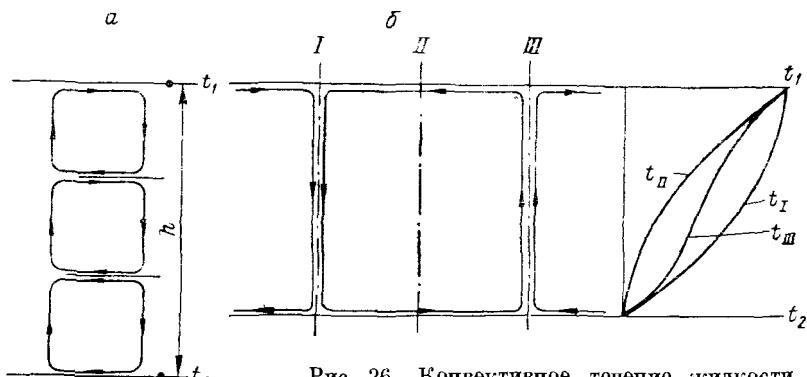


Рис. 26. Конвективное течение жидкости в пласте: ячеистое (а) и со сплошными циркуляционными кольцами (б) [155].

**Первый случай.** Коэффициент увеличения теплопроводности однородного изотропного горизонтального пласта мощностью  $h$ , залегающего на проницаемой толще, при существовании свободной конвекции выражается формулой [155]

$$\gamma = \frac{\lambda_{\text{эф}}}{\lambda_{\text{п}}} = wh \left\{ \frac{1}{a [1 - \exp(-wh/a)]} + \frac{t_2 c_{\text{в}} \rho_{\text{в}} g}{\lambda_{\text{п}}} (t_2 - t_1) \right\},$$

где  $w = [k_{\text{пр}}/(\mu k_{\text{п}})] \rho \beta g (\bar{t} - t_2)$  — скорость движения жидкости;  $\bar{t}$  — среднее интегральное значение температуры пласта;  $k_{\text{п}}$  и  $k_{\text{пр}}$  — коэффициенты пористости и проницаемости пласта;  $\lambda_{\text{п}}$  — коэффициент теплопроводности пласта;  $c_{\text{в}}$  и  $\rho_{\text{в}}$  — удельная теплоемкость и плотность воды;  $t_2$  и  $t_1$  — температура на нижней и верхней границах пласта;  $a$  — коэффициент температуропроводности пласта.

**Второй случай.** Водоносный однородный изотропный пласт залегает горизонтально среди непроницаемых вмещающих пород. Свободная конвекция в пласте возникает в виде ячеистого (бенаровского) течения жидкости (рис. 26, а), переходящего в колцевую циркуляцию между границами пласта (рис. 26, б). При этом в приграничных условиях образуются сплошные течения.

Коэффициент увеличения теплопроводности пласта при наличии кольцевой циркуляции имеет вид [155]

$$\gamma = \frac{\lambda_{\text{эфф}}}{\lambda_{\text{п}}} = wh \left\{ \frac{c_{\text{в}} \rho_{\text{в}} g t_2}{(t_2 - t_1) \lambda_{\text{п}}} - \frac{\operatorname{sh}(wh/a)}{2[1 - \operatorname{ch}(wh/a)]a} \right\}.$$

Коэффициент  $\gamma$  при ячеистом движении жидкости может быть определен совместным решением уравнений

$$\gamma = \lambda_{\text{эфф}}/\lambda_{\text{п}} = L(\operatorname{cth} L + N); \quad (24)$$

$$1/L - \operatorname{cth} L = LM, \quad (25)$$

где

$$L = wh/(2a);$$

$$M = 2a\mu k_{\text{п}}\xi/[k_{\text{п}}\rho g\beta(t_2 - t_1)h];$$

$$2 \leq \xi \leq 4; N = 2t_2/(t_1 - t_2);$$

$t_1$  и  $t_2$  — температура на верхней и нижней границах пласта.

Уравнение (25) решается графически (рис. 27). Пересечение кривой  $f(L) = 1/h - \operatorname{cth} L$  и прямой  $f_1(L) = LM$  определяет значение  $L$ . Такое пересечение возможно, когда

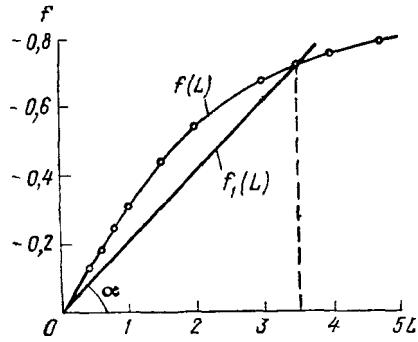


Рис. 27. Графическое решение уравнения (25). [155].

$$|M| \leq \left| \frac{d}{dL} \left( \frac{1}{L} - \operatorname{cth} L \right) \right| = \frac{1}{3}. \quad (26)$$

Значение  $|M| \leq 1/3$  является теоретическим условием возможности возникновения свободной конвекции. В геологических условиях для возникновения конвекции необходим дополнительный импульс  $\varepsilon$ , который может быть определен экспериментально, тогда  $|M| \leq 1/3 - \varepsilon$ .

Использование выражений (24)–(26) рассмотрим на следующем примере:  $a = 2,4 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ ;  $k_{\text{п}}\rho g/\mu = 2,88 \cdot 10^{-2} \text{ м}/\text{с}$ ;  $k_{\text{п}} = 0,4$ ;  $h = 2 \text{ м}$ ;  $\xi = 3$ ;  $\beta = 0,5 \cdot 10^{-4} \text{ К}^{-1}$ ;  $t_2 = 0$ ;  $t_1 = 273,15 \text{ К}$  ( $0^\circ \text{C}$ ).

Подставляя эти значения в уравнение (26), получаем  $|M| = 0,2$ .

Пересечение прямой  $f_1(L)$ , проведенной на рис. 27 из начала координат под углом  $\alpha = \operatorname{arctg} 0,2$ , с кривой  $f(L)$  определяет значение  $L = 3,5$ . Подставляя это значение в выражение (25), имеем  $\gamma = 3,54$ .

Приближенно  $L \approx 10(1-3M)$ ;  $0,12 < M < 0,33$ . Подставляя  $L$  в формулу (24), получаем

$$\gamma = 10(1-3M) \{ \operatorname{cth}[10(1-3M)] + N \}.$$

Определяем теперь толщину пласта, в котором может возникнуть свободная конвекция:

$$h \geq 15a k_{\text{п}} \xi \mu / (k_{\text{п}} \rho g |t_2 - t_1|).$$

При температуре  $t_1 = 273,15 \text{ К}$  ( $0^\circ \text{C}$ ) и  $t_2 = 277,15 \text{ К}$  ( $4^\circ \text{C}$ ) мощность пласта  $h \geq 7,5 \text{ м}$ .

## ДВИЖЕНИЕ ЖИДКОСТИ (ГАЗА) В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И СКВАЖИНАХ

Изучение динамики жидкости (нефти, подземных вод) и газа способствует обоснованию перспектив нефтегазоносности отдельных комплексов пород и решению гидрогеологических задач. В рудных районах изучение температурных полей в пределах жильных каналов и вблизи них, вдоль путей следования гидротермальных растворов, является одним из этапов познания природы и механизма процессов формирования руд, жильных минералов в трещиноватых зонах, околоврудных гидротермальных изменений вмещающих пород, диффузионных ореолов рассеяния, намагничения минералов и термолюминесценции околоврудных пород.

На геотермическое состояние регионов влияют гидрогеологические и литологические особенности водоносных комплексов, их проницаемость, термические свойства горных пород, особенности геологической эпохи в период отложения осадков и прочие факторы. Среди них немалую роль играют структурно-тектоническое строение, элементы залегания и местоположение водоносных горизонтов в пределах структуры по отношению к областям питания, степень взаимной гидрогеологической связи, наличие глубоких разломов, систем трещин и прочие влияния [80, 86, 104, 173, 174 и др.].

Движение жидкости (газа) в горных породах возникает в результате разности напоров и под влиянием гравитационного поля при инфильтрации атмосферных осадков. Распределение температурного поля в толщах пород зависит от их физических свойств, скорости и направления движения жидкости (газа). В однородной непроницаемой толще при отсутствии фильтрации распределение температуры с глубиной происходит по линейному закону, угол наклона прямой определяется коэффициентом теплопроводности. При наличии вертикального нисходящего (восходящего) движения жидкости термограмма имеет вогнутую (выпуклую) форму. По конфигурации термограммы, зарегистрированной при стационарном режиме ниже глубины затухания годовых колебаний температуры, можно определить направление и скорость фильтрации жидкости.

## § 5. Вертикальная фильтрация

### Нестационарная фильтрация в слабопроницаемых породах

При ламинарном вертикальном движении несжимаемой жидкости или при инфильтрации атмосферных осадков температура на глубине  $z$  в однородной слабопроницаемой среде между двумя горизонтальными проницаемыми толщами имеет вид [174]

$$t = t(0) + \Gamma_0(z - w\tau) + 2n\Gamma_0\sqrt{a\tau} \operatorname{erfc} \left[ (z - w\tau)/(2\sqrt{a\tau}) \right], \quad (27)$$

где  $t(0)$  — температура на глубине затухания годовых колебаний температуры;  $\Gamma_0$  — геотермический градиент при отсутствии фильтрации жидкости;  $w$  и  $\tau$  — скорость и время фильтрации жидкости;  $a = \lambda/(c\rho)_b$ ;  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности пласта;  $(c\rho)_b$  — теплоемкость жидкости (воды);  $n$  — коэффициент, учитывающий влияние фильтрации.

При  $z = w\tau$  из выражения (27) находим

$$t = t(0) + \Gamma_0(2n\sqrt{a\tau}/\sqrt{\pi}), \quad (28)$$

при  $z = w\tau + 2\sqrt{a\tau}$

$$t = t(0) + 4\Gamma_0\sqrt{a\tau}. \quad (29)$$

Максимальная глубина искажения температурного поля фильтрацией жидкости

$$z = w\tau + 4\sqrt{a\tau}. \quad (30)$$

При  $w = 10^{-7}$  м/с,  $a = 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с,  $\tau = 31,54 \cdot 10^9$  с = 1000 лет глубина  $z = 3862$  м.

Мощность зоны нарушения теплового поля движением жидкости определяется значениями  $w$ ,  $a$  и  $\tau$ . Под влиянием вертикальной фильтрации жидкости происходит смещение изотермических поверхностей [162] на

$$h^* = w\tau = (c_{01}/c_{02})V,$$

где  $c_{01}$  и  $c_{02}$  — удельные объемные теплоемкости жидкости и погруженной породы;  $V$  — объем жидкости, прошедший через единицу поверхности породы.

Решая уравнения (28) и (29) совместно, получаем

$$n = 2\sqrt{\pi} \left[ (t_1 - t_0)/(t_2 - t_0) \right].$$

Геотермический градиент из уравнения (27)

$$\Gamma = \Gamma_0 \left\{ 1 - n \operatorname{erfc} \left[ (z - w\tau)/(2\sqrt{a\tau}) \right] \right\}$$

или

$$(\Gamma_0 - \Gamma)/\Gamma_0 = n \operatorname{erfc} \left[ (z - w\tau)/(2\sqrt{a\tau}) \right]. \quad (31)$$

Величина  $\operatorname{erfc} [(z-w\tau)/(2\sqrt{w\tau})]$  изменяется от 0 до 1, геотермический градиент — от  $\Gamma_0$  до  $\Gamma_0(1-n)$ . Зависимость (31) приведена на рис. 28.

При вертикальном конвективном движении жидкости вверх и вниз в однородной изотропной среде температура

$$t = t_0 + \Gamma_0(z \mp B\tau) \pm BD\tau, \quad (32)$$

где  $B = (c_p/c_n) \rho (Q/S)$ ;  $c_p$  и  $c_n$  — теплоемкость жидкости (при постоянном давлении) и среды;  $Q$  — расход жидкости;  $S$  — площадь сечения потока;  $D = \pm (A/c_p) \rho (\mu/k_{np})w$  — коэффициент, учитывающий влияние эффекта Джоуля — Томсона (знак «плюс» соответствует движению вниз по направлению оси  $z$ , знак «минус» — движению вверх);  $k_{np}$  — коэффициент проницаемости среды;  $A$  — тепловой эквивалент работы.

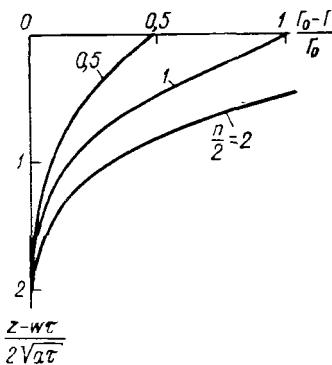


Рис. 28. Графическое изображение зависимости (31) [174].

глубинах  $z > B\tau$  геотермограммы при наличии фильтрации жидкости смещаются параллельно той геотермограмме, которая наблюдается при отсутствии движения жидкости.

### Стационарная фильтрация

Относительная температура при стационарной фильтрации жидкости в слабопроницаемом горизонтальном однородном пласте [112]

$$\frac{t(z) - t(z_1)}{t(z_2) - t(z_1)} = \frac{\exp(\beta \xi_1) - 1}{\exp \beta - 1} = f(\beta, \frac{z - z_1}{h}), \quad (33)$$

где  $t(z)$ ,  $t(z_1)$  и  $t(z_2)$  — температура соответственно на глубине  $z$ , в кровле и подошве пласта;  $\beta = (c_p)_b wh/\lambda$ ;  $h = z_2 - z_1$  — мощность пласта;  $\xi_i = (z - z_i)/h$  ( $i = 1, 2$ ).

Выражение (33) с использованием nomogramмы (рис. 29) позволяет вычислить температуру горных пород при вертикальной фильтрации жидкости. Относительное отклонение геотермограмм при наличии и отсутствии фильтрации (рис. 30) [69]

$$\Delta t_\phi / \Delta t = B \{[\exp(\beta \xi_1) - 1]/(\exp \beta - 1)\},$$

где

$$\Delta t_{\phi} = (t_2 - t_1) \{ [\exp(\beta \xi_1) - 1] / [\exp(\beta \xi_2) - 1] \};$$

$$\Delta t = (t_2 - t_1) B; \quad B = 1 / \xi_1;$$

$$\xi_i = (z - z_i) / (z_2 - z_1), \quad i = 1; 2.$$

Используя геотермограммы (искаженную движением жидкости и рассчитанную по  $\Gamma_0$ ), можно определить скорость вертикальной фильтрации:

$$w = \xi \lambda / [(c\rho)_b (z - z_1)].$$

В интервале  $0,3 < \Delta t_{\phi} / \Delta t < 1,5$  скорость фильтрации приближенно оценивается формулой [80]

$$w = \{2\lambda / [(c\rho)_b h]\} (1 - \Delta t_{\phi} / \Delta t).$$

По скорости фильтрации и напорам  $H_1$  и  $H_2$  в верхнем и нижнем горизонтах можно определить коэффициент фильтрации для разделяющего слабо-проницаемого пласта:

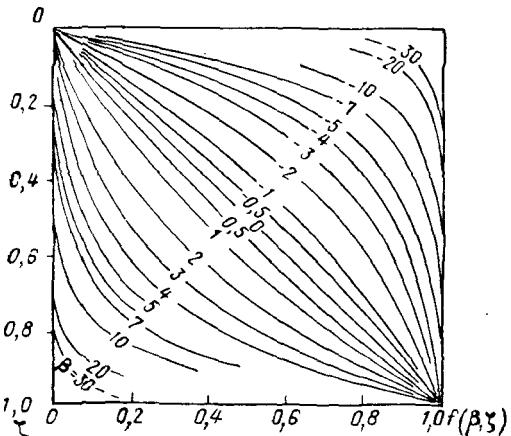


Рис. 29. Номограмма для определения скорости вертикальной фильтрации жидкости [192].

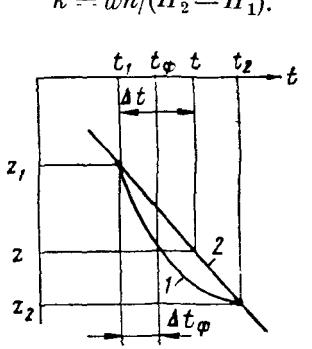


Рис. 30. Геотермограммы при наличии (1) и отсутствии (2) фильтрации жидкости.

Фильтрация жидкости изменяет тепловой поток. Суммарное значение плотности теплового потока

$$q_{\Sigma} = (\beta / h) \lambda t + q \exp \beta,$$

состоящего из кондуктивного и конвективного потоков, не зависит от глубины  $z$  и постоянно для данного пласта. Изменение плотности теплового потока

$$\eta = [(q_{\Sigma} - q) / q] \cdot 100\%$$

возрастает с увеличением скорости движения жидкости.

Так, при  $h = 100$  м,  $q = 4,19 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>,  $t = 293$  К ( $20^{\circ}$  С) и скорости  $w = 0,2 \cdot 10^{-9}$  м/с ( $0,63$  мм/год);  $2 \cdot 10^{-9}$  ( $6,3$ );  $20 \cdot 10^{-9}$  ( $63$ ) изменение плотности  $\eta$  соответственно равно  $4,5$ ;  $45$  и  $440\%$ .

Тепловой поток вычисляют по коэффициенту теплопроводности и геотермическому градиенту, определяемому в интервале глубин  $\Delta z = 2l$ . В середине интервала

$$q_\Sigma = \lambda (\Delta t / \Delta z) = \lambda (t_l - t_{-l}) / (2l) = 2 (q / \beta) \operatorname{sh}(\beta / 2).$$

Изменение  $\eta$  плотности теплового потока возрастает с увеличением интервала определения геотермического градиента [80].

## § 6. Фильтрация жидкости в пластах

### Горизонтальный пласт

Относительная температура на расстоянии  $x$  от области питания при установившемся процессе теплопереноса и одновременном действии кондуктивной и конвективной теплопроводности в однородном изотропном горизонтальном пласте, ограниченном сверху и снизу непроницаемыми толщами, определяется формулой [104]:

$$\eta = [t(x) - t(h_1)] / [t(0) - t(h_1)] = -nx, \quad (34)$$

где  $t(h_1) = t_0 + \Gamma_0 h_1$  — температура на глубине  $h_1$ ;  $t(x)$ ,  $t(0)$  и  $t_0$  — температура в точках  $x$ ,  $x = 0$  и на глубине затухания годовых колебаний температуры;  $h_1$  — мощность покрывающей толщи относительно глубины затухания годовых колебаний температуры;  $n$  — коэффициент.

При одновременном воздействии на однородное тепловое поле кондуктивной и конвективной теплопроводности

$$n = \frac{(c\rho)_B w}{2\lambda} \left\{ \sqrt{1 + \frac{4\lambda\lambda_1}{[(c\rho)_B w]^2 hh_1}} - 1 \right\},$$

где  $\lambda_1$  — коэффициент теплопроводности покрывающей толщи.

Плотность теплового потока над пластом в области температурной аномалии

$$q(x) = q_0 + [q(0) - q_0] \exp(-nx),$$

где  $q_0$  и  $q(0)$  — плотность теплового потока соответственно однородного поля и над кровлей пласта в точке с абсциссой  $x = 0$ .

Движение жидкости вызывает изменение плотности теплового потока над пластом.

Так, например, при  $q = 0,63 \text{ Вт/м}^2$ ,  $h = 10 \text{ м}$ ,  $h_1 = 10^3 \text{ м}$ ,  $\lambda = \lambda_1 = 1,68 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ ,  $w = 5 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}$ ,  $x = 0; 10; 10^2$  и  $5 \cdot 10^2 \text{ м}$  плотность  $q(x)$  соответственно равна,  $10^{-2} \text{ Вт/м}^2$ : 1,51; 1,45; 1,14 и 0,69.

#### Скорость движения жидкости

$$w = [1/(c\rho)_B] [\lambda_1/(nhh_1) - \lambda n],$$

где  $n = -(1/x) \ln [t(x) - t(h_1)] / [t(0) - t(h_1)]$ .

Для случая  $\lambda = \lambda_1 = 2,1 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ ,  $h = 10 \text{ м}$ ,  $t(h_1) = 313,15 \text{ К}$  ( $40^\circ\text{C}$ ),  $t = 308,15 \text{ К}$  ( $35^\circ\text{C}$ ),  $t(0) = 303,15 \text{ К}$  ( $30^\circ\text{C}$ ),  $x = 10^4 \text{ м}$ ,  $h_1 = 10^3 \text{ м}$  скорость  $w = 7,2 \cdot 10^{-7} \text{ м/с}$  ( $6,25 \text{ см/сутки}$ ).

Рассмотренный способ определения скорости движения жидкости может быть использован в тех случаях, когда не известны значения напоров.

Предельное расстояние, на котором происходит затухание аномальной температуры, вызванное движением жидкости, равно

$$x_{np} = -(2,3/n) \lg \eta;$$

при  $\eta = 0,001$  расстояние  $x_{np} = 6,9/n$ .

### Наклонный пласт

Влияние на тепловое поле движения жидкости в однородном изотропном пласте неограниченного простирания с углом падения  $\varphi$  и мощностью  $h$ , залегающего в однородных изотропных породах, можно в первом приближении представить как воздействие равномерно распределенных стационарных источников тепла. В этом случае температура в пределах пласта описывается выражением [174]

$$t = t_0 + \Gamma_0 \left\{ z \sqrt{\frac{\lambda_2^2}{\lambda_1^2} \cos^2 \varphi + \sin^2 \varphi} \pm \right. \\ \left. \pm \frac{(cp)_b}{2\lambda_1} w \sin \varphi \left[ \frac{1}{4} h^2 - \frac{\lambda_1}{\alpha} h - (z \cos \varphi - x \sin \varphi)^2 \right] \right\},$$

где  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  — коэффициенты теплопроводности пласта и вмещающей среды;  $z$  — ордината, направленная вниз из середины мощности пласта;  $x$  — абсцисса, перпендикулярная к простирианию пласта;  $0^\circ \leq \varphi < 90^\circ$ ; знак минус соответствует водам, поглощающим тепло, плюс — отдающим тепло.

Амплитуда аномалии температуры и скорость фильтрации пластовых вод ( $x = 0$ ,  $z = 0$ ) соответственно равны:

$$\Delta t = t - t_0 = \pm \frac{(cp)_b}{2\lambda_1} \Gamma_0 w \sin \varphi [(1/4) h^2 - (\lambda_1/\alpha) h]; \\ w = \pm \frac{2\lambda_1 \Delta t}{(cp)_b \Gamma_0 \sin \varphi [(1/4) h^2 - (\lambda_1/\alpha) h]}.$$

Температура и геотермический градиент над пластом по оси  $Oz$  выражается формулами

$$t = t_0 - \Gamma_0 \{ z \pm [(cp)_b h/(2\lambda)] (z \cos \varphi + h/2) \sin \varphi \};$$

$$\Gamma = \Gamma_0 \{ 1 \pm [(cp)_b/(2\lambda)] \sin \varphi \cos \varphi \}.$$

Изменение геотермического градиента в покрывающей и в подстилающей водоносный пласт толщах имеет разные знаки.

## § 7. Нестационарная инфильтрация атмосферных осадков и движение гидротерм в плоском вертикальном разломе

### Нестационарная инфильтрация

При инфильтрации атмосферных осадков с периодическим колебанием температуры в плоском вертикальном разломе, образованном в непроницаемых породах, амплитуда колебаний убывает с глубиной [191, 192]:

$$t = t_0 \exp \{-[2\lambda z / (c_b Q^*)] \sqrt{\pi / (aT)}\},$$

где  $t_0$  — амплитуда колебаний температуры на глубине  $z = 0$ ;  $c_b$  — удельная теплоемкость воды;  $\lambda$  и  $a = \lambda / (c_p)$  — коэффициенты теплопроводности и температуропроводности пород;  $Q^*$  — расход жидкости на единицу ширины поверхности разлома;  $T$  — период.

Затухание периодических колебаний в разломе происходит на глубине

$$z = -[c_b Q^* / (2\lambda)] \sqrt{aT / \pi} \ln \eta,$$

где  $\eta = 2 (t/t_0)$  — удвоенная относительная погрешность.

При  $2t = 10^{-20}$  С,  $\lambda = 2,5$  Вт/(м·К),  $a = 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с,  $c_b = 4,2 \times 10^3$  Дж/(кг·К),  $T = 3,16 \cdot 10^7$  с (1 год),  $Q^* = 0,1$  кг/(м·с),  $t_0 = 283,15$  К (10° С) затухание колебаний произойдет на глубине  $z = 1,83$  км.

Время запаздывания фазы при распространении колебаний в разломе

$$\tau = z (2\lambda / Q^*) \sqrt{\pi / (aT)} = 1,5 \text{ года.}$$

По глубине затухания колебаний, периоду, термическим свойствам воды и пород определяется расход жидкости

$$Q^* = -[2\lambda h / (c_b \ln \eta)] \sqrt{\pi / (aT)}.$$

Затухание колебаний температуры в горных породах происходит на расстоянии (от плоскости разлома)

$$x = \sqrt{(aT / \pi)} \ln \eta_1,$$

где  $\eta_1 = 2 [t(z, 0) / t(z, x)]$ ;  $t(z, 0)$  и  $t(z, x)$  — амплитуды колебаний температуры на глубине  $z$  соответственно в плоскости разлома  $x = 0$  и на расстоянии  $x$  от нее.

### Движение гидротерм

Достаточно протяженный во все стороны вертикальный разлом с плоскими параллельными стенками и непрерывным движением гидротерм вызывает во вмещающей среде искажение стационарного температурного поля. Температура в однородных изотропных породах при удалении от стенки разлома и линейной зависимости от глубины определяется формулой [174]

$$u = t^* \operatorname{erfc} [x / (2 \sqrt{aT})], \quad (35)$$

где  $u = t - t_0 - \Gamma z$ ;  $t^* = t_1 - t_0 + (\Gamma_1 - \Gamma_0) z$ ;  $\Gamma_0$  и  $\Gamma_1$  — геотермические градиенты по стенке разлома в моменты времени 0 и  $\tau$ ;  $z$  — ордината, направлена по стенке разлома вниз от глубины затухания годовых колебаний температуры;  $x$  — абсцисса, направлена перпендикулярно к стенке разлома;  $t$  и  $t_1$  — температура в точке с координатами  $x$ ,  $y$  в моменты времени  $\tau$  и 0.

Геотермический градиент

$$\Gamma = t^* [x/(2\sqrt{\pi}at)] \exp[-x^2/(4at)]. \quad (36)$$

Выражения (35) и (36) справедливы, когда в вертикальном направлении разлом неограничен. В действительности существуют области питания и разгрузки.

Для оценки расстояния, на котором влияние этих областей не сказывается, можно использовать выражение

$$\eta = u/t^* = \operatorname{erfc}[x/(2\sqrt{at})]. \quad (37)$$

При  $x = 2\sqrt{at}$  и  $4\sqrt{at}$  величина  $\eta = 0,16$  и  $0,05$ . При относительной погрешности измерения температуры 5% на расстоянии  $4\sqrt{at}$  от областей питания и разгрузки для расчетов можно использовать выражение (35). При  $a = 8 \times 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$  и  $\tau = 1000$  лет

расстояние  $4\sqrt{at} = 1000$  м, при той же температуропроводности и  $\tau = 1$  сутки расстояние  $4\sqrt{at} = 1,6$  м.

В случае прекращения движения гидротерм в момент времени  $\tau_1$

$$\eta = u/t^* = \operatorname{erf}[x/[2\sqrt{a(\tau - \tau_1)}]] - \operatorname{erf}[x/(2\sqrt{a\tau_1})];$$

если в промежутке времени  $\tau - \tau_1$  происходит движение гидротерм другой температуры, тогда  $t|_{x=0} = t_2 + \Gamma_2 z$  и

$$\eta = n - \operatorname{erf}[x/(2\sqrt{at})] - (n-1) \operatorname{erf}[x/[2\sqrt{a(\tau - \tau_1)}]], \quad (38)$$

где

$$t_2^* = t_2 - t_1 + (\Gamma_2 - \Gamma_1) z; \quad n = t_2^*/t^*.$$

Используя выражения (37) и (38), можно вычислить влияние гидротерм на разном расстоянии от стенки разлома. Приведенные на рис. 31 закономерности проливают свет на термический режим пород, вмещающих гидротермы, и на их парагенезис, который зависит, кроме того, и от давления.

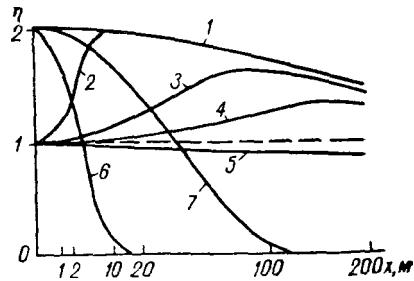


Рис. 31. Зависимость  $\eta$  от  $x$  при  $a = 8 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$  [201].

1 —  $\tau_1 = 2500$  лет; 2 —  $\tau = \tau_1 + 25$  лет; 3 —  $\tau = \tau_1 + 625$  лет; 4 —  $\tau = 2\tau_1$ ; 5 —  $\tau_1 = 25$  лет; 6 —  $\tau - \tau_1 = 100$  суток; 7 —  $\tau = \tau_1 + 100$  суток.

## § 8. Движение жидкости (газа) в скважине

Термический режим в скважинах нарушается процессами бурения и эксплуатацией месторождений полезных ископаемых. Распределение температуры в стволе действующей скважины зависит от термических свойств окружающих горных пород, термодинамических эффектов, сопровождающих движение жидкости (газа), и от прочих факторов. Знание законов распределения температуры в скважине в период ее существования позволяет получить данные для оценки искажающего влияния скважины на тепловое состояние горных пород; выбрать оптимальный режим нагнетания жидкости в скважину, способствующий повышению защитного действия ингибиторов и их смесей при солянокислотной обработке стволов скважин; создать необходимые условия для бурения, эксплуатации и ремонтных работ.

Известно, что реологические свойства промывочных растворов и тампонирующих смесей изменяются под воздействием температуры. Значительные перепады температуры способствуют ослаблению конструкции скважины, нарушению колонны труб и цементного кольца, влияют на скорость бурения и состояние бурового инструмента. Без знания того, как изменяется температура глинистого раствора (промывочной жидкости) в скважине, невозможно правильно выбрать оптимальный режим бурения и наилучший способ крепления. Изучение термического режима в стволе скважины особенно необходимо для разработки технологии бурения и эксплуатации глубоких скважин.

### Движение жидкости из эксплуатируемого горизонта

Изменение температуры движущейся жидкости в скважине, состоящей из ряда коаксиальных сред, характеризуется выражением [174]

$$\Delta t = \theta \Gamma \{1 - \exp [-(z - H)/\theta]\}, \quad (39)$$

где

$$\theta = \frac{c_o G_o}{2\pi} \left[ \frac{1}{r_1 \alpha} + \sum_{k=1}^{n-1} \frac{1}{\lambda_k} (\ln r_k - \ln r_{k-1}) + \frac{1}{\lambda} \ln \frac{2\sqrt{V \alpha t}}{r_1} \right],$$

$c_o$  и  $G_o$  — удельная объемная теплоемкость и объемный расход жидкости;  $r_1$  и  $r_k$  — радиусы движущейся жидкости и поверхности раздела коаксиальных цилиндрических слоев конструкции скважины;  $\lambda_1$  и  $\lambda_k$  — теплопроводность жидкости и  $k$ -го слоя;  $\alpha$  — коэффициент теплоотдачи;  $H$  — глубина залегания эксплуатируемого пласта.

Коэффициент теплоотдачи изменяется в широких пределах, значение его зависит от длительности течения потока жидкости. Например, для пройденной в глинах скважины [ $r_1 = 0,1$  м,  $\lambda = 93$  Вт/(м·К),  $a = 5,0 \cdot 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с] значение  $\alpha$  через сутки

после пуска скважины равно 11,6, через полгода — 2,3 Вт/(м<sup>2</sup> · К) [174].

При ламинарном течении жидкости коэффициент теплоотдачи [105]

$$\alpha = 0,0135 (\lambda_1 / r_1).$$

В высокодебитных скважинах жидкость движется в турбулентном режиме. При таком режиме

$$\alpha \approx 0,027 \lambda_1 [\rho^2 w^2 / (2r_1 \mu^2 a^2)]^{0,2},$$

где  $\rho$  — плотность жидкости.

При  $\exp[(z-H)/\theta] \ll 1$  изменение температуры  $\Delta t_{\max} = \theta \Gamma$ . Величина  $\Delta t_{\max}$  не зависит от координаты точки наблюдения (от глубины), поэтому в данном случае температура жидкости в устье скважины не характеризует ее температуры на уровне эксплуатируемого пласта.

Анализируя приведенное выражение, следует отметить, что жидкость (нефть, вода) при движении вверх по скважине охлаждается, и чем ближе к поверхности, тем быстрее. Вследствие этого диаграмма температуры жидкости все больше и больше отклоняется в сторону оси глубин и на определенной глубине становится практически параллельной геотермограмме. При больших расходах жидкости такая точка может оказаться выше устья скважины. Амплитуда отклонения температуры жидкости от геотермограммы на параллельном участке зависит от расхода (скорости движения) жидкости:

$$\Delta t_{\max} = BG_o c_o = B_1 w c_o,$$

где  $B$ ,  $B_1$  — коэффициенты, зависящие от конструкции скважины и от условий теплообмена жидкости с горными породами, слагающими геологический разрез.

Из выражения (39) следует, что температура во внутренней трубе и устье скважины зависит от расхода и объемной теплоемкости жидкости, геотермического градиента района, тепловой изоляции скважины, а также от глубины залегания эксплуатируемого пласта и продолжительности работы скважины. При этом величины  $t$  и  $\Delta t$  тем выше, чем больше расход жидкости, ее объемная теплоемкость и геотермический градиент района.

Например, при эксплуатации скважины с разными дебитами нефтяного пласта, залегающего на глубине 1700 м, в течение времени  $\tau = 100$  ч при  $t = 3^\circ\text{C}$ ,  $2r_1 = 0,15$  м,  $t|_{z=H} = 40^\circ\text{C}$ ,  $\lambda = 1,51$  Вт/(м · К),  $a = 5,56 \times 10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с,  $c_o = 2,1$  кДж/К изменение температуры в скважине происходит по кривым, приведенным на рис. 32, а.

При ламинарном движении жидкости, характеризующемся постоянным сравнительно малым коэффициентом теплоотдачи, с увеличением дебита температура растет (рис. 32, б, участок АБ). При дальнейшем увеличении дебита ламинарное движение жидкости переходит в турбулентное, коэффициент теплоотдачи резко

возрастает, увеличиваются теплопотери и значительно снижается температура (участок *БВ*). С последующим увеличением дебита происходит непрерывное возрастание температуры. В действительности есть переходная зона, в которой возможно как ламинарное, так и турбулентное движение жидкости, поэтому понижение температуры на участке *БВ* может быть менее резким, чем показано на рисунке.

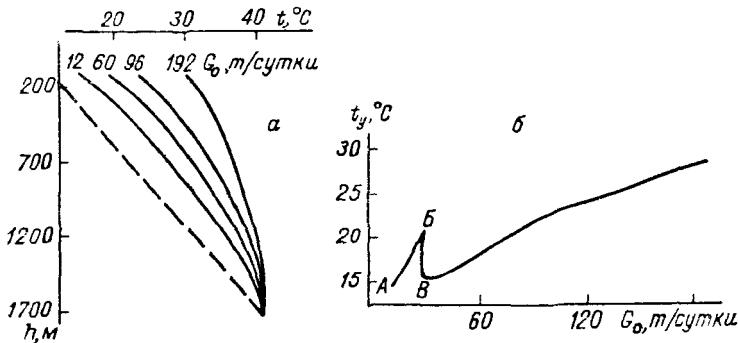


Рис. 32. Изменение температуры в скважине (a) и ее устье (б) при различных дебитах [107].

Относительное охлаждение термальных вод вдоль ствола скважины [174]

$$\Delta t_1 / \Delta t (0) = (1 - z/H)^2$$

в нижней половине скважины при прочих равных условиях в несколько раз меньше, чем в верхней. В нефтяных эксплуатационных скважинах охлаждение сильнее, и тем больше, чем выше газовый фактор, создающий эффект Джоуля — Томсона.

Г. А. Матаев и др. [153] рассчитали распределение температуры в устье скв. 99 (Махачкала), эксплуатирующей водяной пласт на глубине 1475 м при помощи 6-дюймовой обсадной колонны труб. На этой глубине температура пластовых вод  $t = 74^\circ\text{C}$ . Коэффициенты теплопроводности цементного кольца и горных пород приняты одинаковыми, равными  $\lambda = 2,32 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ ; геотермический градиент района  $\Gamma = 0,036 \text{ К}/\text{м}$ , динамическая вязкость воды  $\mu = \nu_p = 3,92 \cdot 10^{-4} \text{ Па} \cdot \text{с}$ , коэффициент температуропроводности воды  $a = 9,7 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ , коэффициенты температуропроводности и теплопроводности металла обсадных труб  $a_1 = 1,38 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$  и  $\lambda_1 = 58 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ . Результаты расчетов приведены на рис. 33.

Изменение температуры в высокодебитных скважинах, если пренебречь тепловым сопротивлением труб и цементного кольца, можно записать в виде [174]

$$\Delta t_1 = - \frac{\pi (H - z)^2 q_0}{c_0 G_0 \ln (2 V \alpha \tau / r_1)},$$

где  $q_0 = \lambda \Gamma$  — плотность теплового потока без влияния скважины.

Изменение температуры термальных вод в вертикальном цилиндрическом канале и скважине, в которой отсутствуют обсадные трубы,

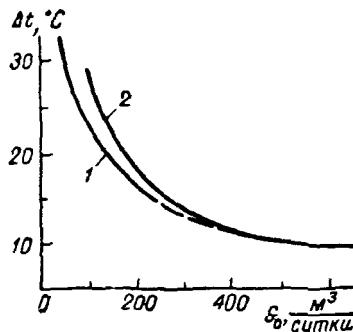
$$\Delta t_1 = \frac{-\pi \Gamma (H-z)^2}{c_o G_o [1/(\alpha r_1) + (1/\lambda) \ln (2 \sqrt{\alpha t} / r_1)]}.$$

Для высокодебитных скважин

$$\Delta t_1 = \frac{-\pi \Gamma (H-z)^2 \lambda}{c_o G_o \ln (2 \sqrt{\alpha t} / r_1)}.$$

Приведенные формулы характеризуют передачу тепла жидкости горным породам и показывают, что температура в скважине зависит от условий эксплуатации. При движении по скважине

Рис. 33. Зависимость температуры в устье скважины от дебита [107].  
1 — экспериментальная; 2 — рассчитанная.



нефти следует учитывать и охлаждение, вызываемое расширением и работой при подъеме газонефтяной смеси.

### Движение жидкости и газа из эксплуатируемого горизонта

Температура в стволе действующей скважины [98]

$$t(z) = t(0) - \Gamma_0 z + (\Gamma_0 - B)/b - [\Delta t(\tau) + (\Gamma_0 - B)/b] \exp(-bz),$$

где  $B = \varepsilon_c (dp/dz) + A/c_p$ ;  $b = k/(c_p G)$  — коэффициент, учитывающий теплообмен между газом (жидкостью) в стволе скважины и горными породами;  $\Delta t(\tau) = t(0) - \varepsilon_{\pi} \Delta p(\tau)$ ;  $\varepsilon_c$  и  $\varepsilon_{\pi}$  — коэффициент Джоуля — Томсона в стволе скважины и в пласте;  $dp/dz$  — градиент давления в стволе скважины;  $A$  — тепловой эквивалент работы;  $c_p$  — удельная теплоемкость при постоянном давлении;  $t(0)$  — температура в кровле продуктивного пласта;  $G$  — расход жидкости (газа);  $k$  — линейный коэффициент теплопередачи;  $z$  — ордината, отсчитываемая от кровли верхнего продуктивного пласта, направлена вверх.

При содержании в газе жидкости эффективная удельная теплоемкость смеси

$$c_{\text{eff}} = (1-m) c_{p\text{г}} + m c_{p\text{ж}},$$

коэффициент Джоуля — Томсона

$$\varepsilon_{\text{эф}} = (\varepsilon_{\text{г}} c_{\rho\text{г}} + \varepsilon_{\text{ж}} c_{\rho\text{ж}}) / c_{\text{эф}},$$

где  $m$  — содержание жидкости, в долях единицы;  $c_{\rho\text{г}}$  и  $c_{\rho\text{ж}}$  — удельная теплоемкость газа и жидкости;  $\varepsilon_{\text{г}}$  и  $\varepsilon_{\text{ж}}$  — коэффициент Джоуля — Томсона газа и жидкости.

Термограмма имеет максимум в точке (рис. 34)

$$z_{\text{max}} = (1/b) \ln \{ [b \Delta t(\tau) + \Gamma_0 - B] / \Gamma_0 \}$$

и пересекается с геотермограммой в точке

$$z_{\text{гт}} = (1/b) \ln \{ [b \Delta t(\tau) + \Gamma_0 - B] / (\Gamma_0 - B) \},$$

откуда

$$z_{\text{гт}} - z_{\text{max}} = (1/b) \ln \{ \Gamma_0 / (\Gamma_0 - B) \}.$$

В эксплуатируемых скважинах расстояние между точками  $z_{\text{гт}}$  и  $z_{\text{max}}$  сокращается со временем вследствие снижения теплопередачи между газом в стволе скважины и породами и в результате уменьшения перепада температур  $\Delta t(\tau)$ . В пределе при  $b \Delta t(\tau) = B$

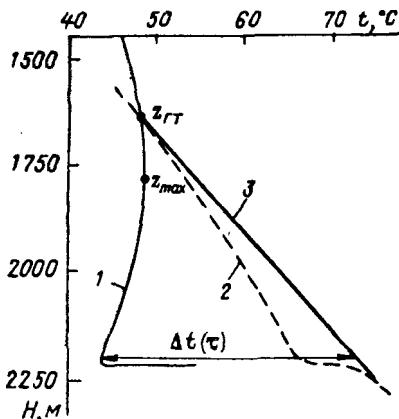


Рис. 34. Термограммы (1, 2) и геотермограмма (3) газовой скважины Шебелинское месторождение) [98].

1 — сразу после прекращения работы скважины; 2 — через 18 ч.

Для газовой скважины (Шебелинское месторождение), работавшей 24 ч с дебитом 300—400 тыс. м<sup>3</sup>/сутки при  $\Gamma_0 = 0,044$  К/м,  $\rho = 0,716$  кг/м<sup>3</sup>;  $c_{\rho\text{ж}} = 427$  Дж/(м<sup>3</sup> · К),  $c_{\rho\text{г}} = 256$  Дж/(м<sup>3</sup> · К),  $\varepsilon_{\text{ж}} = 4 \cdot 10^3$  К/Па,  $\varepsilon_{\text{г}} = -3 \times 10^4$  К/Па,  $dp/dz = 1,1 \cdot 10^{-7}$  Па/м,  $B = \varepsilon_{\text{эф}} (dp/dz) + (A/c_{\text{эф}}) = 0,006$  К/м. При этих значениях расчетная термограмма совпадает с наблюденной [98].

### Нагнетание жидкости в пласт

Нагнетание жидкости в пласт при эксплуатации месторождений нефти (газа) и при захоронении промышленных отходов вызывает в скважине изменение температуры [174]

$$\Delta t(z) = [t(0) - t_0 + \Gamma_0 \theta_2] \exp(-z/\theta_2) - \Gamma_0 \theta_2, \quad (40)$$

где

$$\theta_2 = \frac{\rho_2 g c_o G}{2\pi} \left( \frac{1}{\alpha r_1} + \sum_{k=2}^{n-1} \frac{1}{\lambda_k} \ln \frac{r_k}{r_{k-1}} \right);$$

$\rho_2$  — плотность жидкости.

Рассмотрим частные случаи этого выражения (рис. 35).

При  $z = 0$

$$\Delta t(0) = t(0) - t_0.$$

При  $\Delta t(0) > \Gamma_0 \theta_2 [\exp(z/\theta_2) - 1]$

$$\Delta t(z) > 0.$$

При  $\Delta t(0) = \Gamma_0 \theta_2 [\exp(z/\theta_2) - 1]$

$$\Delta t(z) = 0.$$

Диаграмма температуры жидкости пересекает геотермограмму в точке  $o$  на глубине

$$z_o = \theta_2 \ln [1 + \Delta t(0)/(\theta_2 \Gamma)].$$

При  $\Delta t(0) < \Gamma_0 \theta_2 [\exp(z/\theta_2) - 1]$

$$\Delta t(z) < 0.$$

Диаграммы температуры горячей и холодной жидкости, нагнетаемой в скважину, совпадают в точке  $z$ . Эта точка определяется выражением  $\exp(-z_e/\theta_2) = 0$ .

Если принять  $\exp(-z_e/\theta_2) \leq 0,01$ , то  $z_e \geq (5/\pi) c_o G_o R^*$ .

При  $z/\theta_2 \rightarrow \infty$  из формулы (40) получаем

$$\Delta t(z) \rightarrow -\Gamma_0 \theta_2 = -k c_o G_o = -k_1 c_o w, \quad (41)$$

где  $k$  и  $k_1$  — коэффициенты, зависящие от конструкции скважины и условий теплообмена жидкости с горными породами, слагающими геологический разрез;  $w$  — скорость движения жидкости в скважине.

В этом случае происходит охлаждение стенок скважины нагнетаемой жидкостью. Диаграмма температуры жидкости в стволе скважины идет параллельно геотермограмме. Амплитуда отклонения температуры жидкости от геотермограммы характеризуется выражением (41). Отсюда следует, что в глубоких скважинах нагнетание горячей или холодной жидкости вызывает на больших глубинах одинаковое охлаждение стенок скважины (см. рис. 35).

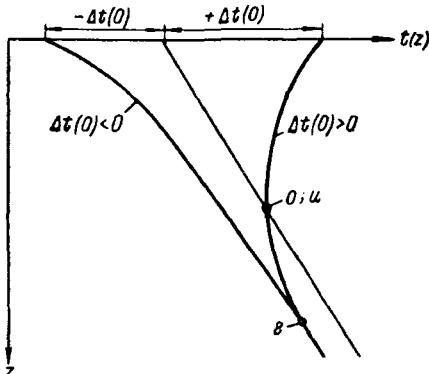


Рис. 35. Термограммы скважины при нагнетании жидкости [162].

При нагнетании в скважину горячей жидкости на некоторой глубине производная  $dt/dz$  меняет знак. Из выражения (40) при условии  $dt/dz = 0$  глубина точки инверсии температуры

$$z_u = \theta_2 \ln [1 + \Delta t(0)/(\theta_2 \Gamma_0)] = z_o < z_e.$$

Однако при наличии гидравлических потерь в стволе скважины  $z_o > z_u$ . Таким образом можно определить все характерные точки кривых, приведенных на рис. 35.

В выражении (40) разложим в ряд  $\exp(-z/\theta_2)$  и пренебрежем членами выше второго порядка малости; получим формулу, удобную для расчетов:

$$t = t_0 + \Gamma_0 (z - \theta_2) + \frac{\Delta t(0) + \Gamma_0 \theta_2}{1 + z/\theta_2}.$$

### Циркуляция промывочной жидкости

В процессе промывки скважины происходит теплообмен между нисходящим в трубах и восходящим за трубами потоками промывочной жидкости, а также теплообмен с породами, примыкающими к стенкам скважины. Теплообмен способствует выравниванию температуры по стволу скважины и определяет температуру вдоль ее оси. На изменение температуры в скважине с глубиной влияют подача насосов, время циркуляции и физические свойства промывочной жидкости, скорость бурения скважины, температура входящей в скважину жидкости, диаметр и глубина скважины, геологические и гидрогеологические особенности района и прочие факторы.

В процессе промывки температура глинистого раствора в устье скважины повышается до некоторого предела, зависящего при прочих равных условиях от глубины скважины (рис. 36). Максимальное изменение температуры наблюдается в течение первого полуцикла циркуляции. К концу первого цикла наступает почти полная стабилизация температуры, которая практически достигает асимптотического значения. Чем глубже скважина, тем больше это значение.

Разность температуры восходящего и нисходящего потоков жидкости (глинистого раствора) [174]

$$\begin{aligned} \Delta t(z) = & \Delta t(0) \exp\left(\frac{-z}{\theta}\right) + \\ & + \left[ t(0) - t_{1y} - \theta \frac{u_1 + u_2}{c_0 E} \right] \left[ 1 - \exp\left(\frac{-z}{\theta}\right) \right] + \\ & + \theta (\Gamma_0 - A) \left[ \frac{z}{\theta} - 1 + \exp\left(\frac{-z}{\theta}\right) \right], \end{aligned}$$

где  $\theta = \rho g G c_0 / (\alpha d)$ ;  $d$  — диаметр скважины;  $t_{1y}$  — температура нисходящего потока в устье скважины;  $u_1$  и  $u_2$  — гидравлические уклоны;  $E$  — механический эквивалент теплоты;  $A$  — градиент

температуры исходящего потока;  $\rho$  — плотность промывочной жидкости.

Полагая на забое скважины  $z = H$  и  $\Delta t(H) = \Delta t_3$ , имеем

$$A = \Gamma_0 + \frac{\Delta t(0) \exp(-H/\theta) - \Delta t_3 + \{t(0) - t_{1y} - \theta [(u_1 + u_2)/(c_o E)]\} [1 - \exp(-H/\theta)]}{H - \theta + \theta \exp(-H/\theta)}.$$

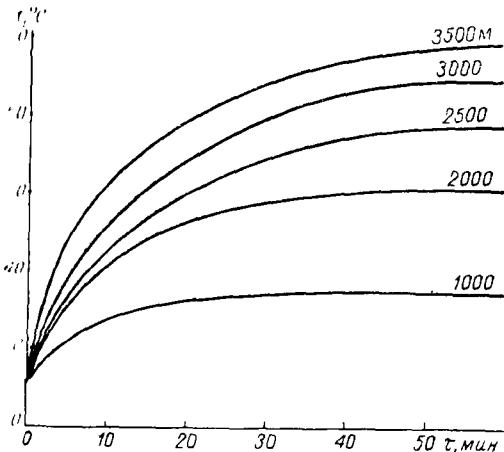


Рис. 36. Изменение температуры восходящего потока глинистого раствора в устье скважины разной глубины [130].

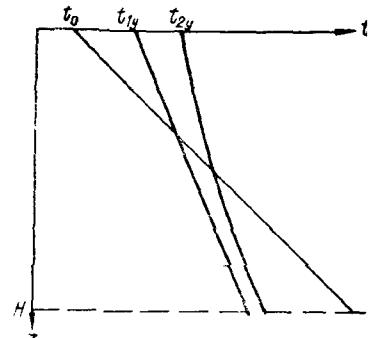


Рис. 37. Схема распределения температуры в процессе бурения скважины.

### Температура восходящего потока жидкости

$$t_2 = t_n + [t_{2y} - t(0)] \exp(-z/\theta) + \theta [\Gamma - A - (u_1 + u_2)/(c_o E)] [1 - \exp(-z/\theta)], \quad (42)$$

где  $t_n$  и  $t_{2y}$  — температура пород и восходящего потока жидкости в устье скважины.

Схема распределения температуры в процессе бурения скважины приведена на рис. 37.

Температура восходящего потока при  $z \geq 50$

$$t_2 = t_n - \theta [(u_1 + u_2)/(c_o E)] + \theta (\Gamma - A).$$

Положим  $t_1 = t_2 = t_3$  при  $z = H$ , тогда при больших значениях  $H/\theta$  получим

$$t_3 = t_{0y} - t_{1y} - \theta [(u_1 + u_2)/(c_o E)],$$

где  $t_{0y} = t + \Gamma H$ .

Полученные формулы просты и в то же время включают в себя целый ряд параметров, от которых зависит процесс теплообмена, и потому дают возможность правильно судить о физической сущ-

ности происходящих явлений. Изменение температуры восходящего потока, выраженное формулой (42), мало отличается от линейного. Это оправдывает применение в практике приближенных и эмпирических формул, по которым температура изменяется линейно.

### § 9. Температура в среде, окружающей скважину

В первом приближении воздействие скважины после окончания бурения на окружающую однородную изотропную неограниченную среду можно рассматривать как влияние линейного источника

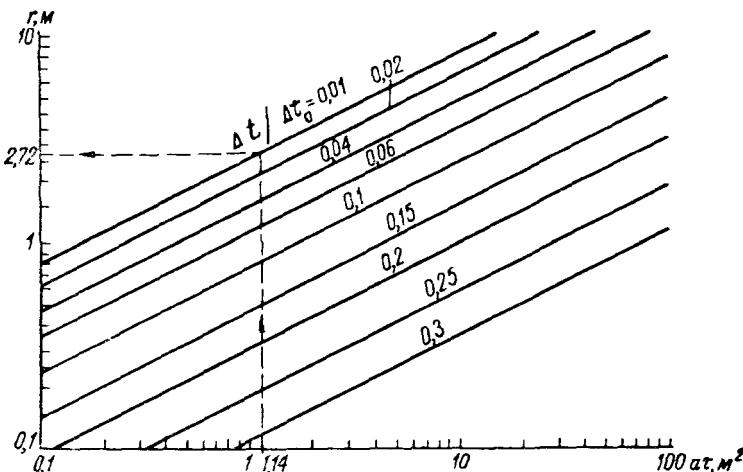


Рис. 38. Зависимость радиуса  $r$  зоны нарушения термического режима от параметра  $at$ .

тепла постоянной мощности. Изменение температуры на расстоянии  $r$  от линейного источника тепла

$$\Delta t = \Delta t_0 \int_{r^2/(4at)}^{\infty} \frac{\exp(-x)}{x} dx = -\Delta t_0 \operatorname{Ei}\left(-\frac{r^2}{4at}\right), \quad (43)$$

где  $\Delta t_0$  — разность температур источника тепла и среды на расстоянии  $r = \infty$ .

Аналогичное решение дано В. Томсоном-Кельвином для определения давления в неограниченном пласте в районе непрерывно действующей скважины с постоянным дебитом. Используя эту зависимость, можно по значениям  $at$  и  $\Delta t/\Delta t_0$  определить диаметр зоны нарушения термического режима (рис. 38).

В реальной скважине при непрерывной промывке жидкостью тепло передается окружающей среде не от оси скважины, а от ее стенок. Распространение тепла в этом случае происходит в плотных

непроницаемых породах. В проницаемых породах жидкость может проникать на расстояние до нескольких метров и охлаждать (или нагревать) породы. Для таких пород тепло, нарушающее термический режим, распространяется уже не от стенок скважины, а от границы, лежащей в зоне проникновения жидкости. В этом случае необходимо ввести понятие эффективного диаметра скважины, т. е. заменить реальную скважину фиктивной, от стенок которой передается тепло.

Для учета влияния жидкости и зоны проникновения ее в проницаемые породы на термический режим района необходимо к времени  $t$  добавить время  $\tau_{\text{эф}}$ , равное времени распространения тепла от оси скважины до ее стенки или на расстояние эффективного радиуса  $r_{\text{эф}}$ . Для цилиндрических источников тепла конечного диаметра можно принять  $\tau_{\text{эф}} = r_{\text{эф}}^2/(4a)$ . При  $r_{\text{эф}} = 0,1 \div 1$  м время  $\tau_{\text{эф}}$  в зависимости от коэффициента температуропроводности  $a$  изменяется следующим образом.

$a, 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$	$(10^{-3} \text{ м}^2/\text{ч})$	$\tau_{\text{эф}}, \text{ч}$
1,39	(0,5)	5—500
2,78	(1,0)	2,5—250
27,80	(10,0)	0,25—25

Значение  $\tau_{\text{эф}}$  особенно велико для скважин с большим эффективным радиусом.

Выражение (43) с учетом  $\tau_{\text{эф}}$  можно переписать в следующем виде:

$$\Delta t = -\Delta t_0 \operatorname{Ei}(-r^2/[4a(\tau + \tau_{\text{эф}})]). \quad (44)$$

Эта формула показывает, что переход от скважины (канала) бесконечно малого диаметра к скважине с конечным и эффективным диаметром вызывает увеличение значений  $r$  и  $\Delta t$ .

При вычислении радиуса зоны нарушения стационарного режима реальной скважиной можно использовать графическую зависимость, приведенную на рис. 38.

Определим радиус зоны нарушения термического режима в мощных песчаниках при  $\Delta t/\Delta t_0 = 0,01$ ,  $a = 4,17 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$  ( $0,0015 \text{ м}^2/\text{ч}$ ),  $r_{\text{эф}} = 0,5$  м; скважину равномерно промывали в течение 30 суток. Вначале вычисляем  $\tau_{\text{эф}} = 0,5^2 : (4 \cdot 0,0015) = 42$  ч, затем  $a(\tau + \tau_{\text{эф}}) = 0,0015(24 \times 30 + 42) = 1,14 \text{ м}^2$ . По графику при  $\Delta t/\Delta t_0 = 0,01$  находим  $r = 2,72$  м.

Определим радиус зоны нарушения термического режима по тем же данным, но для скважины, промываемой в течение 300 суток. Для этой скважины  $a(\tau + \tau_{\text{эф}}) = 0,0015(24 \cdot 300 + 42) = 10,86 \text{ м}^2$ ,  $r = 8,4$  м.

Диаметры зоны нарушения термического режима вычислены при значении  $\Delta t/\Delta t_0 = 0,01$ , соответствующем высокой точности измерения температуры. В действительности же эта точность обычно невысока: абсолютная погрешность 0,5 К, при амплитуде нарушения температур 10 К относительная погрешность превышает 5 %. Однако и при таких погрешностях измерения даже для

непроницаемых пород при длительной промывке диаметр зоны нарушения термического режима может достигать 10—20 м и больше.

На рис. 39 приведена зависимость  $\Delta t/\Delta t_0$  от  $r$ , вычисленная по формуле (43) для различных значений температуропроводности

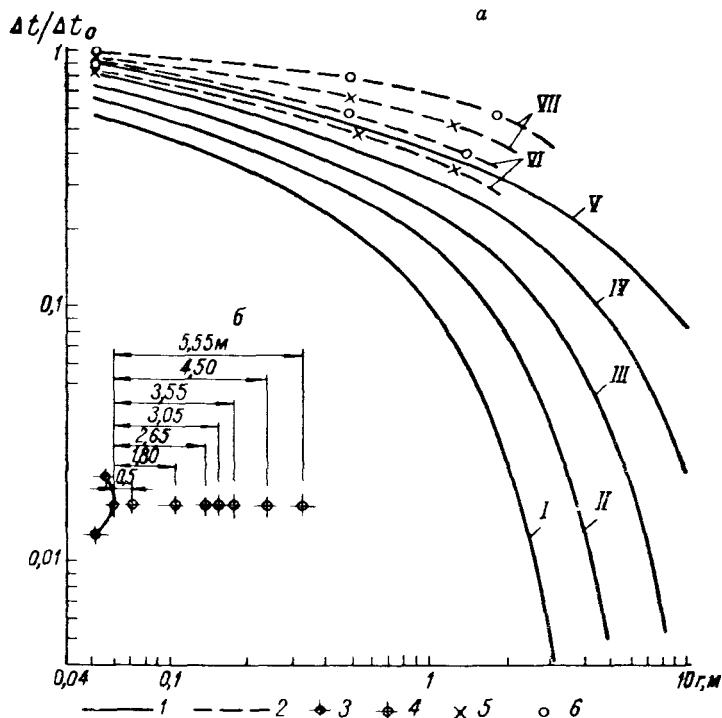


Рис. 39. Зависимость  $\Delta t/\Delta t_0$  от  $r$  (а) и расположение скважин (б) [167].

Кривые: 1 — теоретические, 2 — экспериментальные; скважины: 3 — замораживающие, 4 — наблюдательные; измерения температуры против пластов: 5 — глин, 6 — водоносных песчаников.

График	$a, 10^{-6} \text{м}^2/\text{с}$	$\tau, \text{сутки}$
I	2,76	6,25
II	2,22	150
III	2,76	50
IV	2,76	150
V	2,76	500
VI	—	50
VII	—	147

горных пород и времени их охлаждения. На этом же рисунке нанесены экспериментальные кривые, построенные по данным В. Т. Папазова [174], полученным при искусственном замораживании горных пород на опытном участке.

Экспериментальные наблюдения температуры проводились в течение 50 и 147 суток в скважинах, расположенных по радиусу замораживающей скважины диаметром 11,4 см. Температуру замеряли против пластов,

налегающих на разных глубинах (водоносный песчаник — 6 м, глина — 19 м). В замораживающей скважине использовался рассол с температурой  $-26^{\circ}\text{C}$ , температура пластов до нарушения термического режима принята  $+14^{\circ}\text{C}$ . При не глубоком залегании пластов и большой длительности эксперимента температура пластов может несколько колебаться в зависимости от сезонных изменений температуры на дневной поверхности.

Нарушение теплового состояния горных пород возрастает с увеличением времени охлаждения скважин и коэффициента температуропроводности пород. Закономерности изменения экспериментальных и теоретических кривых совпадают. Это подтверждает возможность использования выражения (43) для характеристики зоны нарушения теплового состояния пород вокруг скважин. Несколько более медленное изменение температуры горных пород при экспериментальных исследованиях объясняется неточным учетом перепада температур (рассол — горные породы) на значительном расстоянии от замораживающей скважины, влиянием соседних скважин и дневной поверхности, ошибками определения температуропроводности пород, изменением термических свойств при изменении температуры и прочими причинами.

Нарушение теплового состояния горных пород распространяется на сравнительно большое расстояние от скважины. При длительной промывке скважины диаметр зоны нарушения термического режима может достигать 20—40 м и более. Зона нарушения сужается с понижением температуропроводности пород. Отдельные интервалы геологических разрезов могут быть представлены переслаиванием проницаемых и непроницаемых пород. В этом случае при определении радиуса зоны нарушения термического режима необходимо учитывать истинный диаметр скважины, мощность пластов, их физические свойства и другие факторы, что является сложной задачей. В глинистых породах образуются каверны, диаметр которых зависит от механических свойств пород, интенсивности и продолжительности промывки скважин, а также и от других причин. Диаметр каверн может быть больше диаметра скважины в несколько раз. Термические характеристики у глинистых пород по своим значениям выше, чем у вмещающих. Все эти причины приводят к увеличению диаметра зон термического нарушения в глинистых толщах.

В случае частого переслаивания сравнительно маломощных песчано-глинистых пластов вследствие взаимного теплообмена между пластами возможно образование в них зон нарушения термического режима примерно одинаковых диаметров. Такое нарушение термического режима является, по-видимому, одной из причин того, что в ряде районов получены слабо дифференцированные, слаженные термограммы.

Выражения (43), (44) выведены в предположении, что постоянные источники тепла (холода) действуют непрерывно. Если же движение жидкости прерывается, то примыкающие к стенкам скважины породы охлаждаются (нагреваются) и нарушение тер-

мического режима уменьшается. Чтобы учесть влияние таких перерывов, введем эквивалентный источник тепла (холода) той же мощности, но с противоположным знаком, действующий во время перерывов. Тогда из формулы (43) получим

$$\Delta t / \Delta t_0 = \operatorname{Ei}[-r^2/(4a\tau^*)] - \operatorname{Ei}[-r^2/(4a\tau_1)], \quad (45)$$

где  $\tau_1 = \tau + \tau^*$  — время в момент определения  $\Delta t$ ;  $\tau^*$  — длительность перерыва.

Для скважины конечного диаметра выражение (45) можно переписать согласно формуле (43) в следующем виде:

$$\Delta t / \Delta t_0 = \operatorname{Ei}[-r^2/(4a\tau^*)] - \operatorname{Ei}[-r^2/(4a\tau_2)], \quad (46)$$

где  $\tau_2 = \tau_1 + \tau_{\phi}$ ;  $\Delta t_0$  — разность температуры раствора и не нарушенной температуры горных пород в момент времени  $\tau = 0$ .

После прекращения движения жидкости диаметр зоны нарушения термического режима продолжает увеличиваться. Понижение (повышение) температуры в этой зоне во время прекращения движения жидкости способствует частичному восстановлению термического режима.

Более наглядно термический режим в скважине характеризуется следующим выражением:

$$\frac{\Delta t}{\Delta t_{\phi}} = \frac{\operatorname{Ei}[-r^2/(4a\tau_{\phi})] - \operatorname{Ei}[-r^2/(4a\tau_2)]}{-\operatorname{Ei}[-r^2/(4a\tau_1)]},$$

где  $\Delta t$  — температура на расстоянии  $r$  от оси скважины, в которой жидкость находилась в покое в течение времени  $\tau^*$ ;  $\Delta t_{\phi}$  — температура на расстоянии  $r_{\phi}$  в момент прекращения движения жидкости.

Аналогичное выражение без учета конечности диаметра скважины получено Э. Буллардом.

Термический режим, нарушенный движением жидкости, восстанавливается сравнительно медленно. Даже в том случае, когда скважину равномерно промывают в течение 10 суток и в последующие 30 суток она находится в покое, термический режим полностью не восстанавливается [174]. Такая же картина наблюдается в районе скважины, непрерывно бурившейся в течение 100 суток и затем 100 суток простоявшей в покое. Наиболее медленно термический режим восстанавливается в тех скважинах, которые непрерывно бурят длительное время и эффективный диаметр которых больше. Уменьшение времени движения жидкости в скважине по сравнению с временем, затрачиваемым на спуско-подъемные операции, способствует восстановлению термического режима, особенно в районах с низкими значениями геотермического градиента.

Рассмотрим влияние зоны нарушения теплового поля на погрешности определения температуры пластовых вод при гидрогеологическом опробовании скважин. Подсчитаем, какое количество

жидкости, выраженное в объемах скважины, следует откачать из водоносного горизонта, чтобы удалить воду, содержащуюся в порах породы зоны нарушенных температур. Если пренебречь объемом остаточной воды, то объем воды, находящейся в порах породы этой зоны,

$$V = \pi [(D^2 - d^2) / 4] h k_{\text{п. эф}},$$

где  $D$  — диаметр зоны нарушения термического режима;  $d$  — диаметр скважины;  $h$  — мощность водоносного пласта;  $k_{\text{п. эф}}$  — коэффициент эффективной пористости пород.

Объем скважины до глубины  $H$  залегания подошвы водоносного пласта

$$V_c = (\pi d^2 / 4) H.$$

Отсюда имеем

$$V / V_c = [(D^2 - d^2) / d^2] (h / H) k_{\text{п. эф}}. \quad (47)$$

Если  $D = 10$  м,  $d = 0,3$  м,  $k_{\text{п. эф}} = 0,2$ ,  $H = 1000$  м и  $h = 20$  м, то

$$\frac{V}{V_c} = \frac{100 - 0,09}{0,09} \cdot \frac{20}{1000} \cdot 0,2 = 4,4$$

В этом случае только для того, чтобы извлечь пластовую воду из порового пространства зоны нарушенного термического режима, необходимо откачать более четырех объемов скважины. При этом даже тогда, когда в скважину поступает пластовая вода из области за зоной нарушения термического режима, температура ее не соответствует температуре, существовавшей на данной глубине до бурения. Для определения температуры пластовых вод без погрешностей, вызванных бурением скважины, необходимо зону нарушения охладить (нагреть) достаточным количеством воды. В области застойных вод это количество определяется погрешностью температур, а также теплоемкостью и теплопроводностью породообразующих минералов.

При промывке зоны нарушения объем пластовой воды, необходимый для восстановления термического режима,

$$V_b = [c (\rho - k_{\text{п. эф}} \rho_b) / (c_b \rho_b \eta)] V, \quad (48)$$

где  $c$  и  $c_b$  — теплоемкость породы и пластовой воды;  $\rho$  и  $\rho_b$  — плотность породы и пластовой воды;  $V$  — объем зоны нарушения;  $\eta$  — относительная погрешность определения температуры.

Используя выражения (47) и (48), получаем

$$\frac{V_b}{V_c} = \frac{c (\rho - k_{\text{п. эф}} \rho_b)}{c_b \rho_b \eta} \cdot \frac{D^2 - d^2}{d^2} \cdot \frac{h}{H} k_{\text{п. эф}}.$$

Для условий рассмотренного выше примера и при  $\rho = 1630$ ,  $\rho_b = 1000$  кг/м<sup>3</sup>,  $c_b = 4,19$  кДж/(кг·К),  $\eta = 0,05$  имеем  $V_b/V_c = 29$ , т. е. для промывки зоны нарушения термического режима следует откачать 29 объемов скважины из испытуемого пласта. Такое большое количество воды необходимо для восстановления термического режима в области застойных вод.

При движении пластовых вод в водоносных горизонтах зона нарушения термического режима смещается относительно оси скважины по направлению движения этих вод. Смещение происходит тем быстрее, чем больше скорость фильтрации.

## § 10. Восстановление термического режима, нарушенного бурением

Определение температуры пород, не нарушенной бурением, имеет важное значение при решении геологических, гидрогеологических, технологических и прочих задач. Определением времени восстановления термического режима, нарушенного бурением, исследователи занимаются не один десяток лет. При этом используют как экспериментальные, так и теоретические методы. Основной причиной, вызывающей необходимость простой скважин в покое после бурения для восстановления термического режима, является зона нарушения, образующаяся вокруг скважины. Диаметр зоны нарушения зависит от техники, методики и режима бурения, геологических, гидрогеологических и прочих особенностей района. Большую роль при этом играют дебит и длительность циркуляции промывочной жидкости, которая зависит от скорости бурения скважины.

С возрастанием глубины забоя уменьшается скорость бурения, увеличиваются температура и длительность воздействия промывочной жидкости на стенки скважины, что вызывает расширение зоны нарушения термического режима. Одновременно увеличиваются затраты времени на спуско-подъемные операции. По данным ряда исследователей, это время растет пропорционально кубу глубины забоя, что способствует некоторому восстановлению термического режима в скважине. По этим причинам на разных участках скважины диаметр зоны нарушения неодинаков, а следовательно, и время восстановления термического режима различно.

Определить время восстановления экспериментальным путем можно тремя способами.

Наиболее простым и экономичным является способ определения этого времени на глубине затухания годовых колебаний температуры. Однако эффективность такого способа снижается при неучете гидрогеологических, геологических и климатических особенностей района. Часто слой годовых теплооборотов находится в рыхлых отложениях или в коре выветривания, где под воздействием движения подземных вод происходит ускоренное восстановление термического режима. Кроме того, возможно увеличение глубины залегания этого слоя до 80—200 м и более вследствие совместного воздействия гидрогеологических, геологических, климатических и прочих особенностей района [174].

Интересны исследования на забое скважины, где время нарушения термического режима минимально. Э. Буллард, а затем

Д. Купер и С. Джонс показали, что температура вблизи забоя восстанавливается в течение одних-двух суток. И. А. Чарный [161] приближенным способом рассчитал, что температура вблизи забоя достигает почти 90% первоначальной по истечении удвоенного времени нарушения термического режима. Проверка этого способа в скважинах Кольского полуострова И. М. Кутасовым, Е. А. Любимовой, Ф. В. Фирсовым (1966 г.) показала несовершенство такой методики и возможность появления больших погрешностей. Теоретические исследования О. Ф. Путикова [132] тоже подтвердили необходимость сравнительно длительного простоя скважины до восстановления термического режима на забое. Перспективным является его метод измерения температуры в шпуре, пробуренном с забоя скважины. Однако осуществление такого способа встречает значительные технические трудности. Глубина забоя шпуря должна превышать мощность зоны нарушения термического режима ниже забоя скважины. Мощность этой зоны зависит от термических свойств горных пород, режима бурения, диаметра скважины, температуры жидкости и пород на забое, трещиноватости, существовавшей до бурения и вызванной бурением.

Более совершенным является способ определения восстановления режима по данным серии измерений температуры в интервале от устья до забоя скважины. При правильном выборе времени между исследованиями и при низких методических и аппаратурных погрешностях этот способ обеспечивает получение более надежных результатов. Временной интервал между измерениями должен быть достаточным, чтобы выявить изменение температуры на одинаковых глубинах и момент восстановления термического режима. При несоблюдении этого условия можно получить результаты, ошибочно свидетельствующие о восстановлении термического режима. Такие результаты обычно получают при малом времени между повторными исследованиями, низкой точности определения температуры и больших диаметрах зон нарушения термического режима, обладающих значительной термической инерцией. Необходимое время между повторными измерениями следует выбирать исходя из закона восстановления температуры в скважине.

Различия в условиях и методике экспериментальных исследований, а также в точности определения температуры не позволили до сих пор выработать общую точку зрения на длительность простоя скважины до восстановления термического режима. Так, по исследованиям М. О. Лахтионова, период восстановления термического режима, нарушенного бурением скважин диаметром 46–59 мм и глубиной 135 м на Гайском месторождении, превышает в 15 раз время бурения. По данным зарубежных исследователей [174], время восстановления термического режима может длиться более 1–2 лет [204]. Приведенные значения времени простоя скважин в покое изменяются в широких пределах.

Такое разнообразие вызвано разными методикой, техникой и режимом бурения, глубиной забоя скважин, неодинаковыми геологическими, гидрогеологическими и географическими условиями, методическими и аппаратурными погрешностями измерения температуры.

Одновременно с экспериментальными исследованиями разрабатывались теоретические способы определения времени простоя скважин. Вопросу выяснения степени искажения и времени восстановления режима, нарушенного бурением, посвящены многочисленные теоретические исследования (В. Н. Дахнов, Д. И. Дьяконов, А. И. Зaborовский, М. Бревер, Э. Буллард, Н. С. Иванов, Б. Б. Кудряшов, Р. И. Кутас, А. Лахенбрух, О. Ф. Путиков, Г. А. Череменский, В. П. Черняк, А. Н. Щербань и др.). Решение этой задачи с учетом различных факторов представляет известные трудности, по этой причине обычно допускается некоторая идеализация при ее постановке.

Одним из наиболее простых является решение Э. Булларда для теплового поля линейного бесконечно длинного источника постоянной мощности в однородной изотропной неограниченной среде. Это решение позволяет оценить время выстойки скважины в покое до восстановления термического режима. Э. Буллард считает, что это время должно в 10—20 раз превышать период бурения.

В существующих решениях по мере увеличения точности постановки задачи растет трудность получения численных значений. По этой причине большинство исследователей ограничиваются рассмотрением асимптотических представлений температуры при больших и малых значениях времени. Полный учет всех влияний на восстановление термического режима представляет определенный теоретический интерес, но не всегда такой учет может быть использован в практике, так как требует для каждой скважины тщательного изучения геологических, гидрогеологических и других особенностей района, большого количества определений физических свойств горных пород и подробной документации методики, техники и режима бурения.

Следует согласиться с И. А. Чарным [161], что постановка более точной и полной задачи и составление соответствующей системы уравнений с должной формулировкой начальных, граничных и предельных условий не представляет трудностей. В результате для<sup>1</sup> температуры получится весьма сложная система дифференциальных уравнений в частных производных, решение которой даже с использованием современных вычислительных средств затруднительно. Для практических целей при существующих погрешностях в определении термических свойств, времени циркуляции промывочной жидкости и времени перерывов бурения некоторая идеализация в постановке задачи, по-видимому, приемлема.

Величина  $\Delta t/\Delta t_0$  согласно выражению (46) при прочих равных условиях зависит от диаметра скважины (зоны проникновения

бурового раствора), температуропроводности горных пород, времени нахождения скважины в состоянии покоя, а также от времени и режима бурения [165, 167, 170]. Значение  $\Delta t/\Delta t_0$ , характеризующее степень восстановления стационарного теплового состояния горных пород, уменьшается с возрастанием времени простой скважины  $\tau_2 - \tau_1$ , температуропроводности горных пород и с уменьшением диаметра скважины (рис. 40). Если под  $\Delta t$

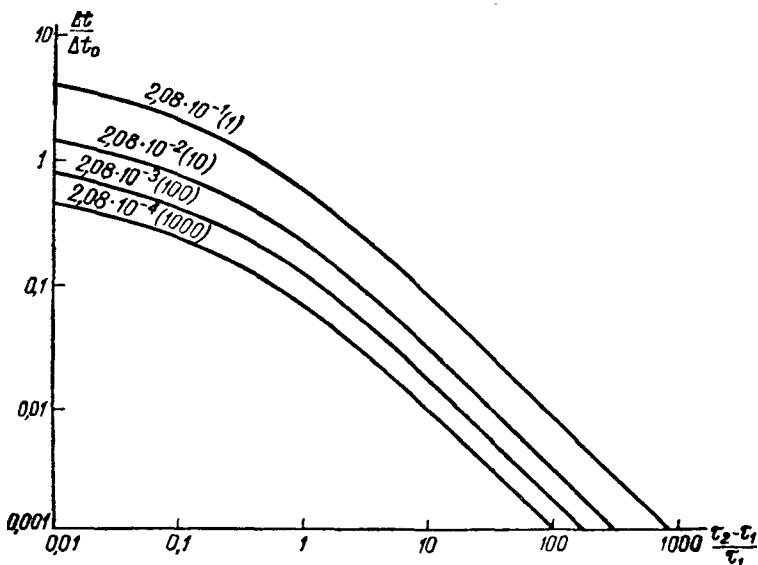


Рис. 40. Зависимость  $\Delta t/\Delta t_0$  от  $(\tau_2 - \tau_1)/\tau_1$  [165].

На кривых указаны величины  $r^2/(4a\tau_1)$  и  $(\tau_2 - \tau_1)$  (сутки) при  $r^2/(4a) = 5$  ( $\tau_2 - \tau_1$ ).

подразумевать абсолютную погрешность определения температуры, то отношение  $\Delta t/\Delta t_0$  является относительной погрешностью величины  $\Delta t_0$ .

Приближенно  $\Delta t_0 = (\Gamma - \Gamma_{ж})/h$ , где  $\Gamma$  — геотермический градиент в данном районе;  $\Gamma_{ж}$  — геотермический градиент промывочной жидкости в момент окончания бурения;  $h$  — расстояние по оси скважины от точки наблюдения до точки, в которой температура промывочной жидкости (бурового раствора) равна температуре пород в естественном тепловом состоянии. Геотермический градиент промывочной жидкости зависит от режима бурения и конструкции скважины, температуры жидкости, поступающей в скважину, геологических и гидрогеологических особенностей района. Как правило,  $\Gamma_{ж} < \Gamma$ , вследствие этого геотермограмма пересекается с кривой, показывающей изменение температуры жидкости с глубиной. В точке пересечения этих кривых температура жидкости равна естественной температуре пород. По мере углубления скважины и нагревания в связи с этим промывочной жидкости глубина этой точки увеличивается.

Значение  $\Delta t_0$  при удалении на глубину от точки равенства температур возрастает, так как температура горных пород с глубиной повышается быстрее, чем нагревается промывочная жидкость в бурильных трубах и при омывании забоя скважины. Как известно, нагретая промывочная жидкость при дальнейшем движении вверх к устью скважины отдает тепло породам, залегающим на меньших глубинах и ранее охлажденным во время разбуривания. Значение  $\Delta t_0$  максимально у забоя и устья скважины.

После прекращения нарушения термического режима тепловое состояние горных пород восстанавливается под влиянием радиального притока тепла к скважине. У забоя скважины к этому потоку добавляется вертикальный тепловой поток, поступающий из участков геологического разреза с более высокой температурой. Совместное воздействие этих потоков тепла способствует при прочих равных условиях более быстрому восстановлению естественного теплового состояния горных пород, залегающих непосредственно над забоем скважины. Однако в этих участках скважин, как правило, температура не измеряется в связи с возрастанием плотности промывочной жидкости с глубиной и наличием шлама на забоях. Термометры при измерении температуры обычно находятся вдали от забоя скважины — там, где влияние вертикального теплового потока ничтожно. В таких участках скважины основное влияние на восстановление естественного теплового состояния пород оказывает величина  $\Delta t$ .

Согласно кривым, приведенным на рис. 40, время восстановления естественного теплового состояния горных пород должно быть при прочих равных условиях тем больше, чем выше точность определения температуры, больше диаметр скважины и время нарушения термического режима. При этом с возрастанием диаметра скважины увеличивается диаметр зоны нарушения термического режима. Для восстановления естественного теплового состояния горных пород такой зоны необходимо более длительное время. Приведенные кривые позволяют выбрать интервал времени для исследований скважин, чтобы зафиксировать восстановление термического режима, нарушенного бурением, путем последовательной регистрации термограмм.

Наряду с рассмотренными и другими существующими приближенными решениями задачи нарушения теплового поля бурением скважины известно решение этой же задачи, имеющее следующий вид:

$$\Delta t = t(n\tau_1) - t_0 = \Delta t_0 \left[ 1 - \exp \left( -\frac{x}{n} \right) \right] + \\ + \frac{2x}{n} \int_1^{\infty} \alpha f(\alpha) \exp \left( -\frac{x\alpha^2}{n} \right) d\alpha, \quad (49)$$

где  $x = r_c^2/(4at)$ ;  $n = \tau^*/\tau_1$ ;  $\tau_1$  — время нарушения стационарного теплового режима;  $\tau^*$  — время простоя скважины в покое;

$r$  — радиус скважины;  $t_0$  — температура пород при стационарном термическом режиме;  $t$  — температура в скважине;  $f(\alpha)$  — выражение в функциях Бесселя.

Сопоставление значений, вычисленных по формулам (49) и (45), показало, что различия не имеют существенного значения по сравнению с ошибками, допускаемыми при определении времени нарушения термического режима, оценке термических свойств горных пород, а также при неучете режима бурения и перерывов в процессе бурения, когда происходит частичное восстановление теплового состояния пород [174]. Приведенные различные методы расчетов и графические закономерности показывают необходимость длительного простоя роторных скважин в покое для восстановления температуры, соответствующей стационарному термическому режиму. При этом время простоя скважины в покое следует выбирать тем меньше, чем ниже допустимая точность определения естественного теплового состояния горных пород и короче время нарушения этого состояния.

Частичное или полное восстановление стационарного термического режима в скважине возможно под воздействием фильтрации пластовых вод и при периодическом покое во время бурения. В большинстве артезианских бассейнов скорость фильтрации с глубиной уменьшается. В таких бассейнах смещение зоны искаженных температур, а вместе с тем и восстановление термического режима в скважине происходит быстрее в верхних частях разреза и медленнее в нижних. Геотермограммы, снятые в подобных условиях в верхних частях разреза, могут соответствовать восстановленному стационарному режиму, а в нижних частях — нарушенному. По этой причине установление термического режима на глубине слоя постоянных среднегодовых температур не всегда может служить показателем наступления теплового равновесия по всей скважине.

В процессе бурения скважины бывают периодические перерывы в промывке, что способствует частичному восстановлению термического режима. При  $\tau = \tau^*$  в конце первого простоя скважины в покое из выражения (49) получаем относительное изменение температуры

$$\frac{\Delta t_1}{\Delta t_0} = 1 - \exp\left(-\frac{x}{n}\right) + \frac{2x}{n} \int_1^{\infty} \alpha f(\alpha) \exp\left(-\frac{x\alpha^2}{n}\right) d\alpha;$$

в конце второго простоя

$$\frac{\Delta t_2}{\Delta t_0} = 1 - \exp\left(-\frac{x}{2n}\right) + \frac{x}{n} \int_1^{\infty} \alpha f(\alpha) \exp\left(-\frac{x\alpha^2}{2n}\right) d\alpha;$$

в конце  $m$ -го простоя

$$\frac{\Delta t_m}{\Delta t_0} = 1 - \exp\left(-\frac{x}{mn}\right) + \frac{2x}{mn} \int_1^{\infty} \alpha f(\alpha) \exp\left(-\frac{x\alpha^2}{mn}\right) d\alpha.$$

За время всех смен бурения и простоев относительное изменение температуры

$$\frac{\Delta t}{\Delta t_0} = \sum_{k=1}^m \frac{\Delta t_k}{\Delta t_0} = \sum_{k=1}^m \left[ 1 - \exp \left( -\frac{x}{kn} \right) + \frac{2x}{kn} \times \right. \\ \left. \times \int_1^{\infty} \alpha f(\alpha) \exp \left( -\frac{x\alpha^2}{kn} \right) d\alpha \right].$$

Влияние периодических простоев скважины в процессе бурения можно оценить, используя выражение (45). При  $\tau = \tau^*$  после 1, 2, ...,  $m$ -го простоя скважины имеем

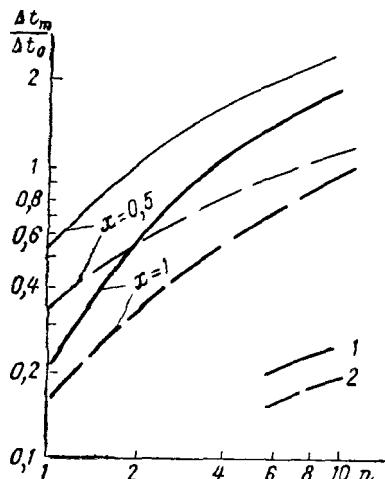


Рис. 41. Зависимость  $\Delta t_m / \Delta t_0$  от  $n$ .  
Бурение: 1 — непрерывное, 2 — периодическое.

с углублением скважины эта разность изменяется. Н. М. Фролов и др. [101], используя формулу Щербани, характеризующую температурное поле вокруг горной выработки, получили выражение для вычисления времени выстойки скважины без учета перерывов бурения (табл. 2):

$$\frac{\tau_2}{\tau_1} = f(\eta F^{1/4}), \quad \eta \leq 0.1, \quad (54)$$

где  $\eta$  — относительная погрешность температуры;  $\tau_1$  и  $\tau_2$  — время бурения и покоя скважины;  $Fo = 4a\tau_1/d^2$  — критерий Фурье;  $d$  — диаметр скважины.

Определим время простоя скважины до восстановления термического режима на глубине  $h = 800$  м по следующим данным: глубина забоя  $h_1 = 1000$  м,  $\eta = 0,05$ , температура пород с глубиной изменяется по закону  $t_n = Gh$ ,  $G = 0,03$  К/м,  $d = 0,2$  м, температура промывочной жидкости  $t_\infty = 288,15$  К ( $15^\circ\text{C}$ ), скорость бурения  $w = 1,39 \cdot 10^{-4}$  м/с ( $0,5$  м/ $\text{ч}$ ), температуропроводность пород  $a = 1,39 \cdot 10^{-6}$  м $^2$ /с ( $50 \cdot 10^{-4}$  м $^2$ /ч).

86

Таблица 2

Отиошение времени выстойки скважины к времени бурения  $\tau_2/\tau_1$   
в зависимости от величины  $\eta F o^{1/4}$  при  $\eta \leq 0,1$  [101]

$\eta F o^{1/4}$	$\tau_2/\tau_1$						
0,010	43,0	0,050	8,20	0,090	4,33	0,21	1,57
0,012	35,8	0,052	7,86	0,092	4,22	0,22	1,48
0,014	30,6	0,054	7,55	0,094	4,12	0,23	1,40
0,016	26,8	0,056	7,26	0,096	4,02	0,24	1,32
0,018	23,8	0,058	6,98	0,098	3,93	0,25	1,25
0,020	21,3	0,060	6,72	0,100	3,84	0,26	1,18
0,022	19,3	0,062	6,49	0,105	3,63	0,27	1,12
0,024	17,7	0,064	6,28	0,110	3,46	0,28	1,06
0,026	16,2	0,066	6,08	0,115	3,28	0,29	1,01
0,028	15,0	0,068	5,88	0,120	3,13	0,30	0,96
0,030	14,0	0,070	5,70	0,125	2,98	0,32	0,88
0,032	13,1	0,072	5,53	0,130	2,84	0,34	0,80
0,034	12,3	0,074	5,37	0,135	2,72	0,36	0,73
0,036	11,6	0,076	5,22	0,140	2,60	0,38	0,67
0,038	10,9	0,078	5,08	0,15	2,40	0,40	0,61
0,040	10,4	0,080	4,95	0,16	2,22	0,42	0,56
0,042	9,86	0,082	4,81	0,17	2,06	0,44	0,52
0,044	9,40	0,084	4,68	0,18	1,91	0,46	0,48
0,046	8,95	0,086	4,56	0,19	1,78	0,48	0,44
0,048	8,56	0,088	4,44	0,20	1,67	0,50	0,41

Время циркуляции бурового раствора

$$\tau_1 = \frac{h_1 - h}{w} = \frac{1000 - 800}{0,5} = 400 \text{ ч};$$

$$F o = \frac{4 \alpha \tau_1}{d^2} = \frac{4 \cdot 50 \cdot 10^{-4} \cdot 400}{0,2^2} = 200;$$

$$F o^{1/4} = 200^{1/4} = 3,76; \eta F o^{1/4} = 3,76 \cdot 0,05 = 0,188;$$

$$\tau_2/\tau_1 = 1,81 \text{ (по табл. 2),}$$

$$\text{отсюда } \tau_2 = 1,81 \tau_1 = 1,81 \cdot 400 = 724 \text{ ч.}$$

Абсолютная погрешность температуры

$$\Delta t = \eta |t_{\text{п}} - t_{\text{ж}}| = \eta |\Gamma h - t_{\text{ж}}| = 0,45 \text{ K;}$$

при такой точности определения естественной температуры необходимо, чтобы скважина стояла в покое примерно в течение месяца [101].

Приведенный пример показывает, что для восстановления термического режима, нарушенного бурением, необходим длительный простой скважины в покое. Однако это не всегда выполнимо, поэтому оценивают естественную температуру пород по нескольким термограммам, зарегистрированным в разные периоды простой скважины [17].

В способе трех термограмм используют данные измерения температуры  $t_1$ ,  $t_2$  и  $t_3$  в моменты времени  $\tau_1$ ,  $\tau_2$  и  $\tau_3$  от окончания нарушения термического режима:

$$t_n = t_3 + \gamma_{13} (t_1 - t_3) = t_3 + \gamma_{23} (t_2 - t_3),$$

где

$$\gamma_{13} = \frac{Ei(-n_3) - \ln n_3 + 0,5775}{Ei(-n_3) - Ei(-n_1) + \ln(n_1/n_3)};$$

$$\gamma_{23} = \frac{Ei(-n_3) - \ln n_3 + 0,5775}{Ei(-n_3) - Ei(-n_2) + \ln(n_2/n_3)};$$

$$n_1 = \Delta\tau/\tau_1; \quad n_2 = \Delta\tau/\tau_2; \quad n_3 = \Delta\tau/\tau_3.$$

Величина  $\Delta\tau$  при  $n_1 > n_2 > 5,9773$  находится из выражения

$$Ei(-n_3) = \frac{\sigma \ln(\tau_3/\tau_1) + \ln(\tau_1/\tau_2)}{1 - \sigma},$$

где  $\sigma = (t_1 - t_3)/(t_2 - t_3)$ .

Этот способ позволил получить хорошее совпадение вычисленных значений и естественной температуры в одной из скважин Борисовской нефтегазоразведочной площади (Приморье), которая бурилась с 11 марта 1965 г. по 15 декабря 1966 г. до глубины 2838 м; при этом использовались термограммы  $\tau_1 = 15$ ,  $\tau_2 = 19$  и  $\tau_3 = 463$  суток [17].

## § 11. Температурный режим скважины в многолетнемерзлых породах

При бурении скважины в мерзлой толще промывочная незамерзающая жидкость, нагнетаемая в бурильные трубы с начальной положительной температурой  $t_y$ , при движении вниз охлаждается в результате теплообмена с более холодным восходящим потоком. На забое промывочная жидкость нагревается за счет энергии, затрачиваемой на разрушение пород, на величину  $\Delta t_3 = 860$  [ $N/(cG)$ ], где  $N$  — мощность, затрачиваемая на забое;  $G$  — расход промывочной жидкости,  $c$  — ее удельная теплоемкость. При движении вверх по кольцевому пространству промывочная жидкость сначала охлаждается вследствие теплообмена с мерзлым массивом, а затем начи-

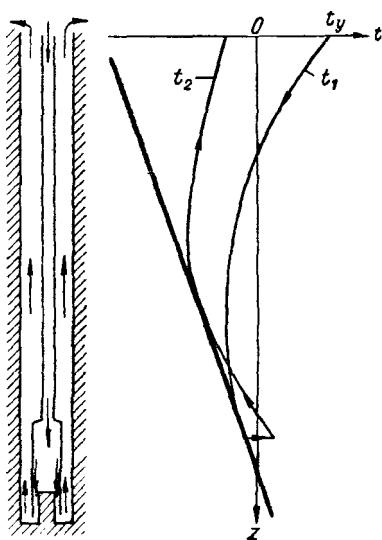


Рис. 42. Распределение температуры промывочной жидкости при бурении в мерзлых породах [66].

Жирной прямой линией показана геотермограмма.

шает нагреваться в результате более интенсивного теплообмена с исходящим потоком (рис. 42).

Наиболее простое и достаточно полное решение задачи о термическом режиме скважины с учетом различных факторов получено Б. Б. Кудряшовым [66]. На глубине температура исходящего и восходящего потоков соответственно равна:

$$t_1 = m_1 \exp(u_1 z) + n_1 \exp(u_2 z) - b + b_1 + t_0 + \Gamma z;$$

$$t_2 = m_2 \exp(u_1 z) + n_2 \exp(u_2 z) + t_0 + \Gamma z + b,$$

где

$$m_1 = -\frac{v u_2 \exp(u_2 h) + v_1}{v_2}; \quad m_2 = \frac{v u_1 \exp(u_2 h) + v_1 (u_1/u_2)}{v_2};$$

$$n_1 = \frac{v u_1 \exp(u_1 h) + v_1}{v_2}; \quad n_2 = -\frac{v u_2 \exp(u_1 h) + v_2 (u_2/u_1)}{v_2};$$

$$v = t_y - t_0 + b - b_1; \quad v_1 = [k\pi/(cG)](b - \Delta t_3);$$

$$v_2 = u_1 \exp(u_1 h) - u_2 \exp(u_2 h);$$

$$b = [cG/(k\pi)] [\Gamma - (A/c) i];$$

$$b_1 = A [(i_1 + i_2)/(kk_1 k_2)];$$

$$u_{1,2} = [\pi/(cG)] \left( k_1 k_2 d / 2 \pm \sqrt{k_1^2 k_2^2 d^2 / 4 + k k_1 k_2 d} \right);$$

$t_0$  — температура пород на глубине  $z = 0$ ;  $G$  — расход промывочной среды (для газа — при постоянном давлении  $p$ );  $k$  — коэффициент теплообмена через стенку бурильной трубы;  $k_1$  — коэффициент интенсификации теплообмена при изменении агрегатного состояния пород (введен Ю. Д. Дядькиным [43]);  $k_2$  — коэффициент нестационарного (зависящего от времени) теплообмена между промывочной жидкостью и горными породами;  $A$  — тепловой эквивалент работы;  $h$  — глубина забоя скважины;  $d$  — диаметр скважины;  $i = 10 p/(\rho g h)$  — гидравлический уклон;  $p$  — гидравлические потери давления в соответствующем канале при средней температуре;  $\rho$  — плотность промывочной жидкости; в последней формуле знак «минус» относится к величине  $u_2$ .

Полагая  $h = h_0 + w\tau$ , можно установить влияние механической скорости  $w$  бурения начиная с глубины  $h_0$  при продолжительности бурения  $\tau$ , которая совпадает с временем циркуляции промывочной жидкости.

Коэффициент теплообмена

$$k = \{1/(\alpha_1 d_1) + [1/(2\lambda_\tau)] \ln(d_1/d_2) + 1/(\alpha_2 d_2)\}^{-1},$$

где  $d_1$  и  $d_2$  — внутренний и наружный диаметры трубы;  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$  — коэффициенты теплообмена во внутреннем канале бурильной трубы и в кольцевом пространстве скважины;  $\lambda_\tau$  — теплопроводность материала трубы.

При бурении с промывкой турбулентным течением воды (солевым раствором) и воздухом соответственно имеем

$$\alpha = 0,021 \text{Re}^{0,8} \text{Pr}^{0,43} (\lambda/d_k); \alpha = 0,18 \text{Re}^{0,8} (\lambda/d_k),$$

где  $\text{Re} = wd$  — критерий Рейнольдса;  $\text{Pr} = va$  — критерий Прандтля;  $d_k$  — диаметр канала;  $w$  — средняя по сечению канала скорость движения жидкости;  $\lambda$ ,  $a$  и  $v$  — соответственно коэффициенты теплопроводности, температуропроводности и кинематической вязкости промывочной жидкости при средней температуре в скважине.

При турбулентном движении глинистого раствора

$$\alpha = 0,12 \text{Re}^{0,75} (\lambda/d_k),$$

тогда  $\text{Re} = wpd/\mu$ ;  $\rho$  — плотность раствора;  $\mu$  — коэффициент динамической вязкости.

Коэффициент нестационарного теплообмена

$$k_2 \approx \frac{\alpha_2}{1 + \text{Bi} \sqrt[4]{\text{Fo}}},$$

где

$$\text{Bi} = \alpha_2 d / (2 \lambda_n); \text{Fo} = 4 a_n \tau / d.$$

Для жидкости при  $\text{Bi} > 15$  и  $\text{Fo} = 0,1 \div 500$

$$k_2 \approx \lambda_n / \sqrt{\frac{d}{2} \text{V} a_n \tau}.$$

Средний интегральный по времени коэффициент нестационарного теплообмена

$$k_{2 \text{ cp}} = 4 \alpha_2 [1/(3b) - 1/(3b^2) + 1/b^3 - (1/b^4) \ln(1+b)],$$

где

$$b = \text{Bi} \sqrt[4]{\text{Fo}}.$$

При  $b \geq 2$  для практических технологических расчетов принимают

$$k_{2 \text{ cp}} \approx (4/3) k_2.$$

Учитывающий фазовые переходы коэффициент

$$k_1 \approx 1 + 14 \cdot 10^3 w_n / (c_n t),$$

где  $w_n$  — влажность породы.

Физические свойства промывочных жидкостей и горных пород приведены в табл. 3 и 4.

В процессе бурения на некоторой глубине возможно протаивание стенок скважины. Диаметры протаивания мерзлых пород и замораживания талых соответственно равны [66]:

$$\left. \begin{aligned} d_1 &= d \sqrt{1 + 4(k_1 - 1) k_{2 \text{ cp}} (t - t_n) / (\rho_n d W_n L)}; \\ d_2 &= d \sqrt{1 + 4(k_1 - 1) k_{2 \text{ cp}} (t_n - t) / (\rho_n d W_n L)}, \end{aligned} \right\} \quad (52)$$

где  $\rho_n$  — плотность пород;  $L$  — скрытая теплота.

Таблица 3

## Физические свойства пород [85]

Плотность, $\text{г}/\text{см}^3$	Массовая влажность, %	Теплопроводность, $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$		Теплоемкость, $\text{кДж}/(\text{кг}\cdot\text{К})$		Температуропроводность, $10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$	
		Талые	Мерзлые	Талые	Мерзлые	Талые	Мерзлые
Песчаные							
1,5	2	0,73	0,82	0,80	0,75	5,95	7,30
1,5	20	1,25	1,80	1,39	0,96	6,00	12,30
1,6	2	0,84	0,97	0,80	0,75	6,45	8,03
1,6	8	1,26	1,64	1,00	0,84	7,05	12,38
1,6	15	1,36	1,93	1,26	0,92	6,66	13,21
1,6	25	1,48	2,20	1,51	1,01	6,11	13,60
1,7	8	1,44	1,88	1,09	0,84	8,03	12,52
1,7	25	1,69	2,55	1,51	1,04	6,66	14,60
1,8	15	1,78	2,56	1,26	0,92	7,85	15,35
1,8	25	1,93	2,92	1,51	1,01	7,20	16,45
2,0	25	2,38	3,65	1,41	1,01	8,06	18,25
2,1	15	2,58	4,00	1,41	1,01	8,04	19,17
Глинистые							
1,4	27	0,94	1,26	1,63	0,84	4,17	8,00
1,5	8	0,85	1,02	1,17	0,96	4,85	7,12
1,5	27	1,08	1,48	1,63	1,13	4,43	8,91
1,5	40	1,17	1,66	1,88	1,21	4,12	9,05
1,6	88	1,14	1,48	1,43	1,05	4,95	8,91
1,6	27	1,23	1,72	1,63	1,09	4,84	9,82
1,6	40	1,32	1,95	1,88	1,21	4,40	9,82
1,8	18	1,45	1,91	1,43	1,05	5,71	1,05
1,8	27	1,55	2,19	1,59	1,09	5,40	1,09
1,8	40	1,66	2,35	1,84	1,21	4,97	1,08
2,0	18	1,84	2,48	1,38	1,05	6,60	1,19
2,0	27	1,92	2,73	1,59	1,09	5,98	1,21
2,1	40	2,14	3,05	1,84	1,21	5,60	1,22

Эти формулы позволяют сравнительно быстро получить достаточно надежные данные о диаметрах протаивания (замораживания) пород вокруг скважины.

Определим диаметр протаивания пород при циркуляции воздуха в течение  $\tau = 8$  с температурой  $t = 293,15 \text{ К}$  ( $20^\circ \text{C}$ ) в скважине  $d = 0,16 \text{ м}$ , пройденной в мерзлых породах,  $W_n = 0,15$ ,  $\rho_n = 2200 \text{ кг}/\text{м}^3$ ,  $c_n = 1,09 \text{ кДж}/(\text{кг}\cdot\text{К})$ ,  $\lambda_n = 2,32 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ ,  $\alpha = 34,8 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ ,  $L = 335,2 \text{ кДж}/\text{кг}$ . Подставляя эти значения в формулу (52), получаем  $d_1 = 0,282 \text{ м}$ .

Одновременно с протаиванием происходит повышение температуры мерзлых пород. Диаметр зоны нарушения температурного поля мерзлой толщи

$$d_3 \approx d \sqrt{1 + 8k_2 c_{\text{ср}} \alpha \tau / [\rho_n c_n d (\alpha - k_1 k_2 c_{\text{ср}})]}. \quad (53)$$

Таблица 4

## Физические свойства промывочных жидкостей

Температура, °С	Плотность, кг/м³	Теплоемкость, кДж/(кг·К)	Теплопроводность, 10⁻² Вт/(м·К)	Температуропроводность, 10⁻⁷ м²/с	Вязкость		Критерий Прандтля
					динамическая, 10⁻⁸ Па·с	кинематическая, 10⁻⁶ м²/с	
Сухой воздух при 760 мм рт. ст.							
-30	1,453	1,042	2,20	1,44	1,60	10,80	0,723
-20	1,395	1,008	2,28	1,62	1,65	11,79	0,716
-10	1,342	1,008	2,36	1,74	1,70	12,43	0,712
0	1,293	1,005	2,47	1,88	1,75	13,28	0,707
10	1,247	1,005	2,51	2,08	1,80	14,16	0,705
20	1,205	1,005	2,59	2,14	1,85	15,06	0,703
30	1,165	1,005	2,68	2,29	1,90	16,0	0,701
Вода							
0	999,8	4,20	55,0	0,131	182	1,789	13,67
10	999,7	4,19	57,2	0,138	133	1,306	9,52
20	998,2	4,19	59,7	0,144	102	1,006	7,02
Раствор NaCl							
-5	1060	3,77	54,5	0,131	235,0	2,170	16,85
-10	1110	1,87	98,0	0,474	341,0	3,005	6,36
Раствор CaCl₂							
-10	1150	1,81	8,67	0,425	445,0	3,799	7,70
Глинистый раствор							
20	1160	3,41	129	0,720	1330 *	—	—
20	1360	2,68	232	1,222	2120 *	—	—

\* Структурная вязкость

Если  $k_1 = 1$ , выражение (53) может быть использовано и при неизменном агрегатном состоянии массива, окружающего скважину.

Представляет интерес определение максимальной температуры промывочной жидкости, которая не вызывает осложнений в скважине в связи с растяжением мерзлых толщ, такая температура

$$t_{\max} = \frac{t_c \sqrt[4]{4a_n d^2 \tau} - 2t_n (\lambda_n / \alpha_2)}{2\lambda_n / \alpha_2 - \sqrt[4]{4a_n d \tau}},$$

где  $t_c$  — температура стенки скважины;  $\alpha_2$  — коэффициент теплопередачи промывочной жидкости;

$$t_c = t - (k_1 k_2 / \alpha_2) (t - t_n).$$

Температура  $t_{\max}$  зависит от физических свойств промывочной жидкости и мерзлого массива, продолжительности циркуляции, а также от температуры стенок скважины и мерзлой толщи. При жидкостной промывке величина  $Bi \rightarrow \infty$  и  $t_{\max} = t_c$ , т. е. в породах, сцепментированных льдом при температуре, превышающей температуру изменения агрегатного состояния, может происходить потеря устойчивости стенок скважины. При малых значениях  $Bi$ , которые соответствуют бурению с продувкой воздухом, возможно использование воздуха с температурой до  $10^\circ\text{C}$ .

**Использование воздуха для продувки скважины** устраниет осложнения, связанные с замерзанием промывочной жидкости. Необходимый расход воздуха в 15–25 раз меньше, чем промывочной жидкости, и в 4 раза ниже удельная теплоемкость. В связи с этим при одинаковой устьевой температуре воздух содержит в 60–100 раз меньше тепла, что значительно снижает возможность возникновения осложнений при бурении в мерзлых массивах. Воздух эффективнее даже раствора соли ( $\text{NaCl}$  и  $\text{CaCl}_2$ ) в воде, который не замерзает в скважине, но содержит большой запас тепла. Однако сжатый воздух, поступающий в скважину непосредственно от компрессора, имеет повышенную температуру ( $70$ – $80^\circ\text{C}$ ). При охлаждении в скважине из воздуха выпадает конденсат, происходит слипание частиц шлама, образование сальников, намерзание конденсата в трубах. Уменьшение проходных сечений, «прижог» породоразрушающего инструмента, прихват снаряда и прочие явления осложняют бурение, если недооценивается температурный фактор [66].

Рассмотрим особенности температурного режима скважины при бурении мерзлого массива с очисткой забоя воздухом. Для практических расчетов применительно к скважинам разведочного бурения с использованием нетеплоизолированных бурильных труб при  $\Gamma = 0$ ;  $i_1 = i_2 = 0$ ;  $\exp(u_2 h) = 0$  имеем

$$t_1 = (t_y - t_n) \exp(u_2 z) + \frac{k\pi}{c_p G} \cdot \frac{\Delta t_3}{u_1} \exp[u_1(z - h)] + t_n; \quad (54)$$

$$t_2 = (t_n - t_y) \frac{u_2}{u_1} \exp(u_1 z) - \frac{k\pi}{c_p G} \cdot \frac{\Delta t_3}{u_2} \exp[u_1(z - h)] + t_n. \quad (55)$$

На рис. 43 приведены термограммы для скважин большого диаметра со значительным расходом воздуха и малого диаметра с относительно небольшим расходом, рассчитанные по формулам (54) и (55) на ЭВМ по следующим данным.

а.  $d = 0,18 \text{ м}$ ,  $h = 50$ ;  $100$  и  $150 \text{ м}$ ;  $d_T = 0,0635 \text{ м}$ ,  $\rho_n = 2070 \text{ кг}/\text{м}^3$ ,  $c_n = 1,22 \text{ кДж}/(\text{кг} \cdot \text{К})$ ,  $\lambda_n = 2,32 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ ,  $t_n = 270,15 \text{ К}$  ( $-3^\circ\text{C}$ ),  $G = 0,150 \text{ м}^3/\text{с}$ ,  $t_y = 303,15 \text{ К}$  ( $30^\circ\text{C}$ );  $268,15 \text{ К}$  ( $-5^\circ\text{C}$ ) и  $243,15 \text{ К}$  ( $-30^\circ\text{C}$ ),  $N = 3 \text{ кВт}$ ;

б.  $d = 0,076 \text{ м}$ ;  $h = 200 \text{ м}$ ;  $d_T = 0,05 \text{ м}$ ,  $\rho_n = 2600 \text{ кг}/\text{м}^3$ ,  $c_n = 1,04 \text{ кДж}/(\text{кг} \cdot \text{К})$ ,  $\lambda_n = 1,86 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ ,  $t_n = 268,15 \text{ К}$  ( $-5^\circ\text{C}$ ),  $G = 0,0668 \text{ м}^3/\text{с}$ ,  $t_y = 303,15 \text{ К}$  ( $30^\circ\text{C}$ );  $273,15 \text{ К}$  ( $0^\circ\text{C}$ ) и  $253,15 \text{ К}$  ( $-20^\circ\text{C}$ ),  $N = 1,5 \text{ кВт}$ .

В обоих случаях  $\lambda_T = 46,4 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ ;  $\tau = 2 \text{ ч}$ .

Температура воздуха в скважине заметно изменяется с глубиной, причем тем сильнее, чем больше разница начальной температуры воздуха и пород. В связи с малой теплоемкостью воздуха

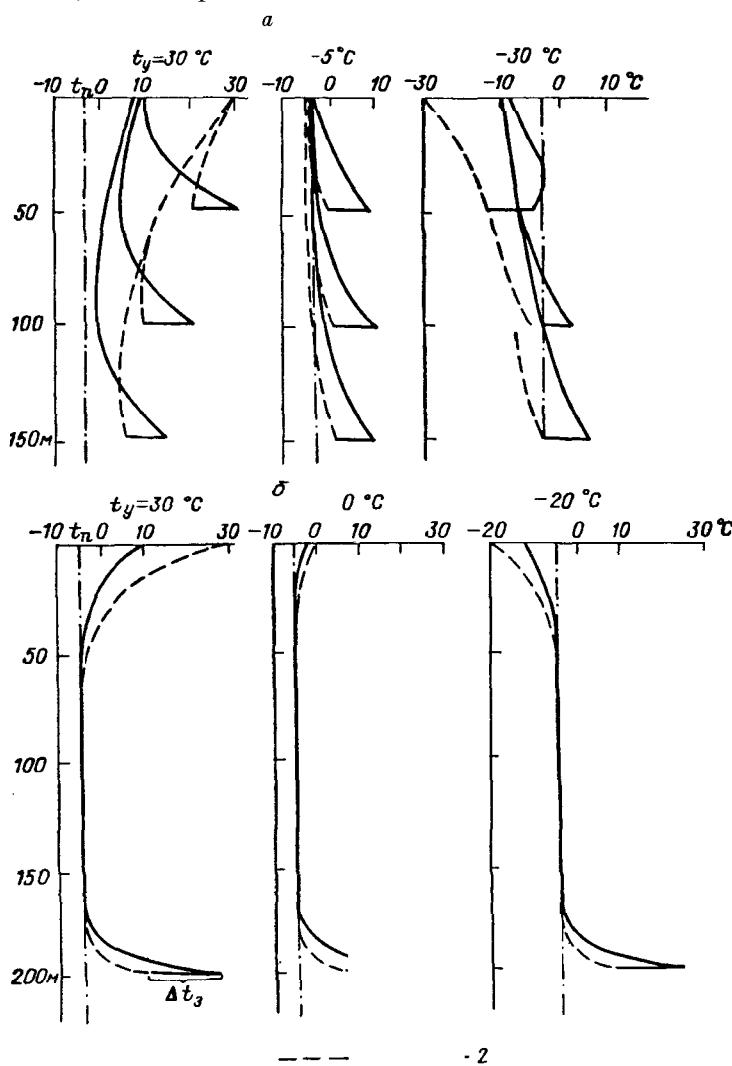


Рис. 43. Термограммы в бурильных трубах (1) и кольцевом пространстве скважин (2) [62].

с увеличением глубины быстро приобретает температуру, близкую к температуре окружающего мерзлого массива. При высоких расходах и температуре воздуха может сохранять положительную температуру по всему стволу скважины. При температуре воздуха,

близкой к температуре мерзлых пород, вид термограммы зависит от тепла, генерируемого на забое скважины. Практически температура забоя

$$t_3 = t_n - [k\pi/(Gc_p)] (\Delta t_3/u_2).$$

Температура на забое достаточно глубоких скважин уже не зависит от глубины и тем выше, чем больше расход воздуха и затрачиваемая при бурении мощность. В условиях продувки охлажденным воздухом температура в скважине превышает температуру мерзлых пород только в призабойной зоне, которая при бурении непрерывно перемещается. По этой причине с возрастанием

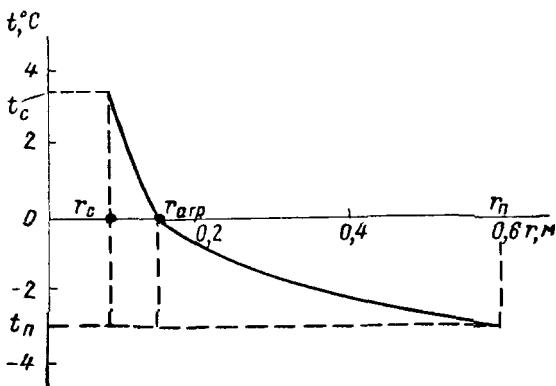


Рис. 44. Распределение температуры в горных породах за стенкой скважины [62].

механической скорости бурения уменьшается тепловое воздействие воздуха.

Температура мерзлого массива, нарушенного бурением,

$$t(r) = t_1 + (t_2 - t_1) \{(\ln r - \ln r_1)/(\ln r_2 - \ln r_1)\}, \quad (56)$$

где  $t_k$  — температура на расстоянии  $r_k$  ( $k = 1, 2$ ).

Рассмотрим частные случаи выражения (56).

Полагая  $t_2 = t_{argp}$  на границе зоны нарушения агрегатного состояния  $r_2 = r_{argp}$  и  $t_1 = t - (k_1 k_2 c_p / \alpha) (t - t_n)$  на стенке скважины  $r_1 = r_c$ , получаем

$$t(r) = t - \frac{k_1 k_2 c_p (t - t_n)}{\alpha} + \left[ t_{argp} - t + \frac{k_1 k_2 c_p (t - t_n)}{\alpha} \right] \frac{\ln r - \ln r_c}{\ln r_{argp} - \ln r_c}; \quad (57)$$

при  $t_{argp} = 273,15 \text{ K (}0^\circ\text{C)}$

$$t(r) = \left[ t - \frac{k_1 k_2 c_p (t - t_n)}{\alpha} \right] \frac{\ln r_{argp} - \ln r}{\ln r_{argp} - \ln r_c}.$$

При отсутствии фазовых переходов, полагая в выражении (57)  $k_1 = 1$ ,  $t_{\text{арп}} = t_n$ ,  $r_{\text{арп}} = r_n$ , имеем

$$t(r) = t_n + \left[ t_n - t + \frac{k_2 \text{cp} (t - t_n)}{\alpha} \right] \frac{\ln r - \ln r_{\text{арп}}}{\ln r_{\text{арп}} - \ln r_c}. \quad (58)$$

Для случая  $r_{\text{арп}} \leq r \leq r_n$  подставим в выражение (56)  $r_1 = r_{\text{арп}}$ ,  $r_2 = r_n$ ,  $t_1 = t_{\text{арп}}$ ;  $t_2 = t_n$  и получим распределение температуры за зоной изменения агрегатного состояния пород в момент времени  $\tau$  от начала циркуляции промывочной среды:

$$t(r) = t_n + (t_{\text{арп}} - t_n) \frac{\ln r_n - \ln r}{\ln r_n - \ln r_{\text{арп}}}. \quad (59)$$

На рис. 44 приведена термограмма, вычисленная по формулам (57) и (59) с использованием следующих данных:  $t_n = 270,15$  К ( $-3^\circ$  С),  $t_{\text{арп}} = 273,15$  К ( $0^\circ$  С),  $d = 2r_c = 0,16$  м,  $\tau = 28,3 \cdot 10^3$  с (8 ч) при  $t = 293,15$  К ( $20^\circ$  С),  $\rho_n = 2200$  кг/м<sup>3</sup>,  $W_n = 0,15$ ,  $c_n = 1,09$  кДж/(кг·К),  $\lambda_n = 838$  Вт/(м  $\times$  К),  $\alpha = 3,48$  Вт/(м<sup>2</sup> · К).

Значения основных величин, вычисленных по соответствующим формулам, равны:  $k_1 = 2,28$ ,  $k_2 = 16,98$ ,  $k_2 \text{cp} = 22,75$  Вт/(м<sup>2</sup> · К),  $r_{\text{арп}} = 0,142$  м и  $r_n = 0,597$  м.

Сравнительно простые формулы Б. Б. Кудряшова [66] обладают достаточной точностью для инженерных расчетов температуры вокруг скважин и горных выработок при правильном выборе коэффициентов теплообмена  $k_1$ ,  $k_2$  и  $k_{\text{cp}}$ .

## ВЛИЯНИЕ КЛИМАТА НА ТЕМПЕРАТУРУ ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ТОЛЩИ

Температурные изменения, происходящие с различными периодами в приповерхностном слое атмосферы, создают в верхней части земной коры слои суточных, годовых и вековых колебаний температуры. Существование колебаний климата в прошлые геологические эпохи установлено по данным изменения солнечной активности, результатам палеонтологических, литологических и прочих исследований. Так, по колебаниям солнечной активности выделяют климатические изменения с периодом 2—3, 3—6, 9—14, 22—23, 70—90 и 160—190 лет, которые совпадают с геологическими ритмами 2—6, 8—14, 22, 68—88 и 148—250 лет. По данным палеонтологических исследований прослеживаются климатические изменения с периодами 2—6, 30 млн. лет и более.

Климатические колебания приводили к ледниковым и межледниковым периодам, а также к образованию многолетнемерзлых толщ, которые в настоящее время занимают до 25% суши земного шара и около 47% площади СССР. Одной из основных причин возникновения ледников и многолетней мерзлоты является низкая температура летом, при которой осадки выпадают в твердом виде, не тают, скапливаются в виде ледниковых покровов и многолетней мерзлоты.

Понижение средней температуры летнего периода в полярных, приполярных и горных областях вызывало перемещение снеговой линии вниз и сползание ледников в долины. В результате обширные области оказались под ледниковым покровом, сохранявшимся и летом. Это способствовало дальнейшему понижению температуры и распространению материкового льда, высокая теплопроводность которого приводила к увеличению мощности многолетней мерзлоты. В отдельные периоды существования Земли огромные пространства оказывались покрытыми почти километровым слоем внутриматерикового льда. В межледниковые периоды лед ставил полностью или частично. Существуют самые разные данные о длительности ледниковых и межледниковых периодов, что свидетельствует о несовершенстве их определения.

Большую работу по изучению многолетнемерзлых пород проделали: в 1929—1936 гг. комиссия по изучению вечной мерзлоты под председательством акад. В. А. Обручева, в 1936—1939 гг. комитет по вечной мерзлоте, в 1939—1957 гг. Институт мерзлотоведения им. В. А. Обручева, а также кафедра мерзлотоведения МГУ им. М. В. Ломоносова, созданная в 1953 г. Инициатором и основателем систематического изучения термического режима зоны многолетней мерзлоты следует считать М. И. Сумгина. Немалую роль в исследованиях мерзлоты сыграли наблюдения Гидрометслужбы СССР, а также работы Р. И. Аболина, А. А. Акопяна, А. А. Бунге, А. И. Воейкова, Б. Н. Достовалова, Н. С. Иванова, П. И. Колоскова, В. А. Кудрявцева, М. Н. Львова, И. В. Мушкетова, В. А. Обручева, Б. Б. Полянина, Н. И. Порохова, Б. Н. Сукачева, М. И. Сумгина, Н. И. Толстикова, П. Ф. Швецова, Е. И. Цытовича, Л. А. Ячевского и многих других исследователей [110, 116, 117].

## § 12. Периодические колебания температуры в однородной толще

### Колебания температуры

$$t(0, \tau) = t_0 \cos(\omega\tau + \varphi)$$

на плоской горизонтальной поверхности однородной изотропной толщи при установившемся режиме распространяются на глубину по закономерности вида

$$t(z, \tau) = \Delta t(z) \cos[\omega\tau - z\sqrt{\omega/(2a)} + \varphi] \quad (60)$$

с амплитудой

$$\Delta t(z) = t_0 \exp[-z\sqrt{\omega/(2a)}], \quad (61)$$

где  $\omega = 2\pi f$  — циклическая частота;  $f$  — частота;  $\varphi$  — начальная фаза.

Зависимость (60) подтверждается экспериментальными наблюдениями изменения среднемесячной температуры с глубиной. С увеличением глубины происходят уменьшение амплитуды и запаздывание максимумов и минимумов колебаний температуры. Логарифм отношения амплитуд, вычисленных на глубинах  $z_1$  и  $z_2$ , к разности  $z_2 - z_1$  называется коэффициентом затухания:

$$\gamma = \{1/(z_2 - z_1)\} \ln [\Delta t(z_1)/\Delta t(z_2)]. \quad (62)$$

Из формулы (61) следует, что

$$\gamma = \sqrt{\omega/2a}. \quad (63)$$

Выражения (62) и (63) позволяют по известным значениям  $z_1$ ,  $\Delta t(z_1)$  и  $\Delta t(z_2)$  определить коэффициент температуропроводности

$$a = \omega/(2\gamma^2).$$

При разных коэффициентах  $a_1$  и  $a_2$

$$\ln \Delta t(z_1)/\ln \Delta t(z_2) = (z_1/z_2) \sqrt{a_2/a_1} = B,$$

откуда

$$a_2/a_1 = (z_2^2/z_1^2) B^2.$$

Температурное распределение (60) характеризуют также следующие величины.

Запаздывание колебаний

$$\tau = z \sqrt{1/(2a\omega)} = (z/2) \sqrt{T/(\pi a)},$$

где  $T$  — период колебаний.

Скорость распространения температурной волны

$$v = z/\tau = \sqrt{2a\omega}.$$

Длина волны

$$l = vT = 2 \sqrt{\pi a T}.$$

Глубина, на которой фаза волны смещается на половину периода,

$$z = \sqrt{\pi a T};$$

вследствие затухания годовых колебаний наибольшая температура на такой глубине устанавливается зимой и наименьшая летом.

Так, в глинистой толще при  $a = 1 \cdot 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с глубина запаздывания годовых климатических колебаний на половину периода ( $T = 3,156 \cdot 10^7$  с) достигает 9,9 м. Отношение глубин разнопериодных колебаний

$$z_2/z_1 = \sqrt{T_2/T_1}.$$

При  $T_2 = 1$  год и  $T_1 = 1$  сутки

$$z_2 = 19z_1.$$

По многочисленным данным Гидрометеослужбы средняя глубина залегания слоя постоянных суточных температур 0,8—1,0 м колеблется от 0,2 до 1,5—2 м и более. Нижний предел наблюдается зимой под снежным покровом мощностью 0,2 м. Если считать, что суточные колебания температуры распространяются до глубины 1,5 м, то годовые — примерно до 30 м. При больших периодах колебаний тепло (холод) распространяется еще глубже.

Глубина, которой достигают колебания температуры, определяется из формулы (61):

$$z = \sqrt{2a/\omega} \ln [t_0/\Delta t(z)],$$

где значение  $\Delta t(z)$  следует принимать равным удвоенной абсолютной погрешности измерения температуры.

Геотермический градиент  $\Gamma$  и плотность теплового потока  $q$ , проходящего через плоскую дневную поверхность, имеют вид

$$\left. \begin{aligned} \Gamma &= t_0 \sqrt{\omega/a} \cos(\omega\tau + \varphi + \pi/4); \\ q &= \lambda t_0 \sqrt{\omega/a} \cos(\omega\tau + \varphi + \pi/4), \end{aligned} \right\} \quad (64)$$

где  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности приповерхностных горных пород.

Выражение (64) положительно при

$$\tau_1 = \frac{1}{\omega} \left( 2\pi n - \frac{3}{4}\pi - \varphi \right) < \tau < \frac{1}{\omega} \left( 2\pi n + \frac{1}{4}\pi - \varphi \right) = \tau_2.$$

В этом случае

$$\bar{q} = \int_{\tau_1}^{\tau_2} q \, d\tau = 2\lambda t_0 / \sqrt{a\omega}.$$

Плотности теплового потока за первый и второй полупериоды равны по своему абсолютному значению.

Если изменение температуры на поверхности задано в виде ряда Фурье

$$t(0, \tau) = \sum_i [t_i^{(1)} \cos \omega_i \tau + t_i^{(2)} \sin \omega_i \tau],$$

то решение уравнения теплопроводности, как следует из формулы (60), принимает вид

$$\begin{aligned} t(z, \tau) = \sum_i \exp \left( -z \sqrt{\frac{\omega_i}{2a}} \right) & \left[ t_i^{(1)} \cos \left( \omega_i \tau - z \sqrt{\frac{\omega_i}{2a}} \right) + \right. \\ & \left. + t_i^{(2)} \sin \left( \omega_i \tau - z \sqrt{\frac{\omega_i}{2a}} \right) \right]. \end{aligned}$$

Отсюда следует, что амплитуда периодических колебаний температуры на поверхности Земли убывает с глубиной по экспоненциальному закону, глубина их проникновения возрастает с уменьшением частоты, а запаздывание возрастает с увеличением глубины и уменьшением частоты.

### § 13. Слои постоянных суточных, годовых и вековых температур

Температура поверхности Земли и приповерхностных толщ находится в зависимости от теплообмена в системе литосфера — почва — атмосфера. Этот теплообмен при прочих равных условиях зависит от солнечной радиации, меняющейся с вращением планеты вокруг Солнца и своей оси, географической широты, рельефа местности и других факторов. В результате создаются слои

постоянных суточных, годовых, многолетних и вековых температур, глубина залегания которых зависит от физико-географических, климатических, почвенных, геологических, гидрогеологических, поверхностных и прочих условий. Глубина залегания этих слоев тем значительнее, чем больше амплитуда и период изменения температуры поверхности Земли и температуропроводность горных пород, в которых распространяются температурные колебания.

Суточные колебания температуры на континентах практически затухают на глубинах 0,8—1,5 м, на океанах — 25—30 м. Большая глубина распространения суточных колебаний температуры в океанах вызвана увеличением роли лучистой и конвективной теплопроводности вследствие прозрачности и подвижности вод. Суточные температурные колебания проникают глубже в водоемах меньшей глубины. В морских и океанских толщах благодаря конвективному теплообмену годовые колебания температуры достигают глубины 350 м. На континентах и островах эти колебания распространяются в среднем на глубину до 15—30 м. Разброс в глубинах вызван геологическими, гидрогеологическими, географическими и прочими особенностями районов. Среди геологических факторов немалую роль играет литологическая характеристика пород, от которой в известных пределах зависят термические свойства. Совместное влияние различных факторов вызывает изменение глубины залегания слоя постоянных годовых температур [28, 37, 171].

Большая глубина проникновения сезонных и годовых колебаний температуры иногда вызывается микро- и макротрецинами горных пород, омываемых поверхностными водами, и повышенными термическими свойствами пород [174]. Особо повышенное влияние наблюдается в весенне-летний период, когда инфильтрующие более теплые воды обогревают приповерхностную толщу пород, создают зону пониженного геотермического градиента и увеличивают глубину затухания годовых колебаний температуры до 100 м и больше. На глубину затухания сильное влияние оказывает мощность снежного покрова. Так, в районе Норильска при изменении мощности снежного покрова от 0,05 до 1,7 м глубина залегания этого слоя изменяется от 14 до 4 м [116].

Температура подошвы слоя годовых колебаний зависит от количества тепла, поступающего из атмосферы, от плотности восходящих потоков внутреннего тепла Земли, от химических, физических и прочих процессов, протекающих в горных породах и почве. Вследствие подвижности и непрерывности термодинамического равновесия в системе атмосфера — почва — литосфера температура на глубине слоя постоянной годовой температуры меняется, так как каждый год меняется количество поступающего и уходящего из почвы тепла. В связи с этим возможно изменение геотермического градиента в подошве слоя годовых колебаний температуры.

Тепловой режим слоя постоянных годовых температур зависит от географического положения района, гидрологических, геокриологических и прочих особенностей [7, 37, 70, 93, 110, 116, 159, 168, 171, 176]. На территории СССР температура слоя постоянных годовых температур изменяется от  $-13$  (внутренние

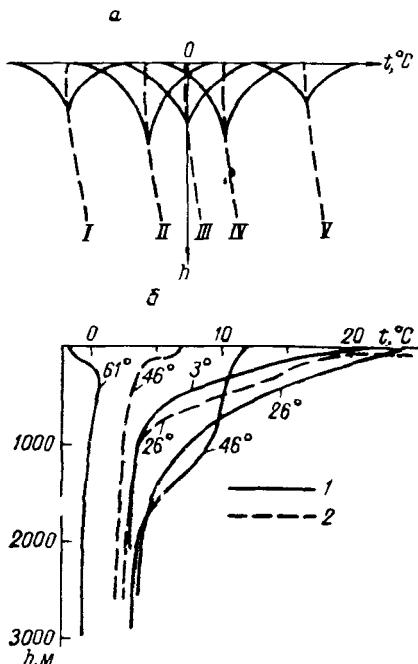


Рис. 45. Распределение температуры на континентах (а) [116] и в Мировом океане (б) [28].

Районы (на рис. а): I — заполярный высокосибирский, II — непрерывномерзлой и сезоннопротаивающей толщи, III — южной (нижней) границы зоны непрерывномерзлой толщи, где мощность сезоннопромерзающего слоя равна мощности сезоннопротаивающего, IV — средних широт, где сезоннопромерзающий слой подстилается непромерзающими породами, V — тропический. Широта (на рис. б): 1 — северная, 2 — южная.

снежного покрова; климатическая широтная зональность температуры наблюдается и в океанах (рис. 45). Воздействие радиационного баланса на приповерхностную толщу Земли проявляется в ее температурном поле (рис. 46). При этом с увеличением глубины возрастает роль геологических, геоморфологических, гидрологических и прочих факторов, затушевывающих климатическую зональность.

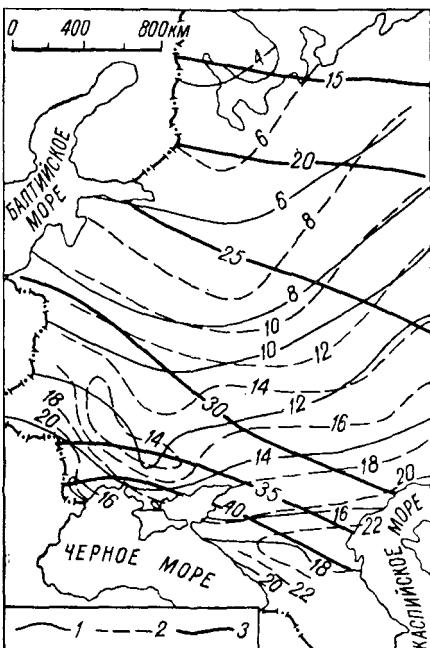


Рис. 46. Схематическая карта температур на разных глубинах [158]. Изотермы,  $^\circ C$ , на глубине, м: 1 — 125, 2 — 250; 3 — изолинии радиационного баланса,  $1,32 \cdot 10^3 \text{ Вт/м}^2$ .

районы Таймырского полуострова) до  $+20^\circ C$  (пустыни Средней Азии). Такое колебание температуры в основном вызвало разнообразием климатических зон, неодинаковой плотностью и мощностью

Формула (61) позволяет оценить влияние колебаний климата, имеющих разные периоды, на тепловое состояние земных подп (рис. 47). Возможность выявления максимальной глубины

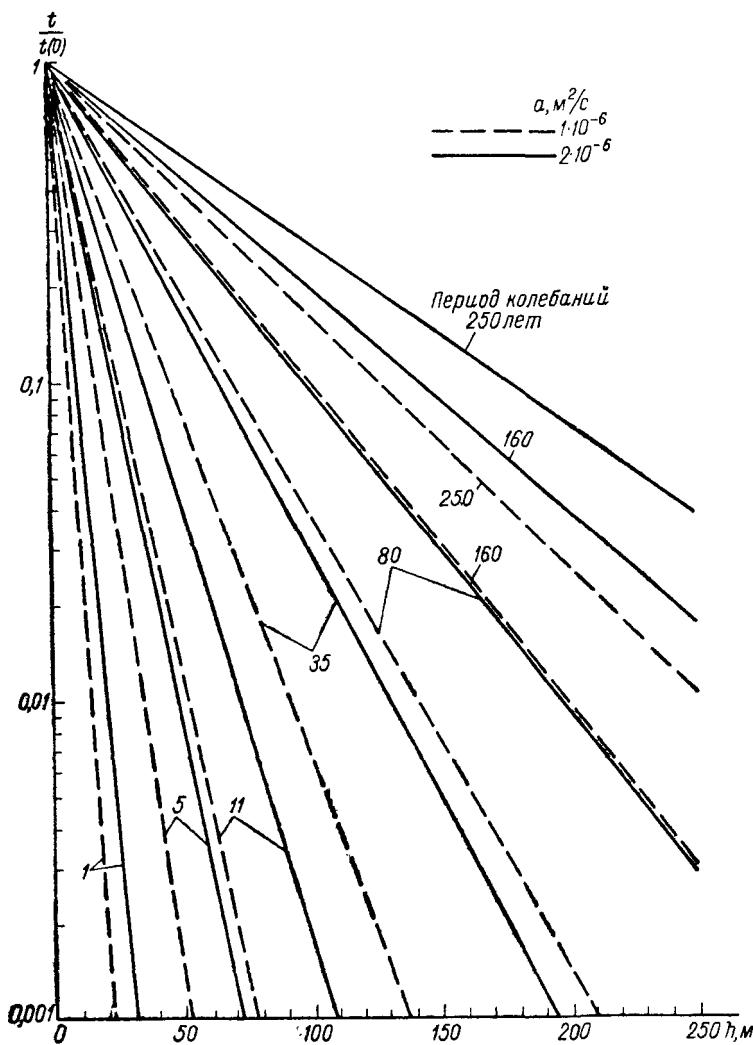


Рис. 47. Изменение температуры с глубиной при различных периодах колебаний климата.

климатических влияний зависит от погрешностей измерения температуры. С повышением точности измерений и с увеличением температуропроводности и однородности геологического разреза климатические влияния обнаруживаются на больших глубинах.

Приведем глубину залегания (м) слоя постоянных годовых температур при разной погрешности измерений: 0,1° С (числитель) и 0,01° С (знаменатель) [158].

Эдинбург . . . .	11,9/18,0	Киев . . . . .	15,0/22,5
Пекин . . . .	12,0/16,8	Цюрих . . . . .	15,2/22,0
Белград . . . .	13,0/14,0	Ленинград . . . .	15,6/22,0
Усала . . . .	13,2/19,0	Брюссель . . . .	15,8/23,0
Париж . . . .	14,6/21,0	Загорск . . . .	25,0/37,5

Глубина слоя постоянных вековых температур, судя по подошве максимально глубокого залегания многолетней мерзлоты, может достигать 1000 м и более.

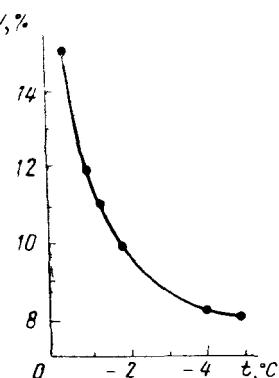
#### § 14. Вычисление глубины промерзания горных пород

Промерзание горных пород связано с превращением воды в порах и трещинах в лед, а также с изменением механических свойств пород. Промерзание зависит от литологической характеристики

пород, степени связи влаги с породообразующими минералами, размера и формы пор и от минерализации подземных вод. Крупнозернистые пески, полностью насыщенные пресными водами, замерзают при 0° С; с уменьшением влажности, а также зернистости температура замерзания понижается (рис. 48).

Процесс замерзания горных пород совершается в следующем порядке. Вначале в центре пор образуются отдельные кристаллы льда, окруженные связанный водой. По мере понижения температуры объем льда увеличивается в результате постепенного перехода связанной воды в твердую фазу и поступления воды из талых толщ. Превращение связанной воды в лед нарушает ее связи с твердыми частицами породы, и в порах пород происходит движение в сторону возникшего льда. В некоторых случаях миграция воды в порах мелкозернистых пород превращается в непрерывное движение влаги к зоне промерзания, где возникает местное скопление льда и образуются линзы или слои, которые в процессе роста приподнимают покрывающие породы и создают пучение. Обычно оно наблюдается в пылеватых суглинках при расположении грунтовых вод на небольшой глубине от дневной поверхности.

Рис. 48. Содержание незамерзшей воды в пылеватом суглинке [114].



Промерзание горных пород является сложным процессом. Этот процесс неразрывно связан с перемещением воды, находящейся

в жидкой и парообразной фазах. Перемещение происходит при понижении температуры пород, изменениях агрегатного состояния влаги и физических свойств неоднородной и капиллярно-пористой среды.

Расчет изменения температуры при замерзании горных пород чрезвычайно сложен. Поэтому тепловой режим рассчитывают в основном без учета миграции влаги, но принимая во внимание скрытую теплоту и изменение физических свойств пород. Такой расчет применим для практического определения промерзания горных пород, за исключением случаев интенсивного морозного пучения, больших скоростей фильтрации подземных вод, наличия длительных процессов, сопровождающихся выделением или поглощением тепла (радиоактивный распад, окисление органики и руд, растворение солей, расширение газов и пр.). Следует отметить, что попытки учесть все влияния и получить точное решение чисто аналитическим путем не увенчались успехом.

Приведем некоторые формулы, полученные разными исследователями.

Если при постоянной температуре  $t_n$  поверхности Земли в однородных изотропных горных породах, находящихся при температуре  $t_0$ , близкой к температуре замерзания, можно считать изменение температуры  $t_m$  с глубиной в мерзлой толще мощностью  $h$  линейным, то

$$h = \sqrt{2\lambda_m(t_0 - t_n)\tau/L}, \quad (65)$$

где  $L$  — тепло, выделяемое (поглощаемое) единицей объема породы при промерзании (оттаивании).

Эта формула впервые была опубликована в 1862 г. учеником К. Неймана Л. Зальшютцем. Несколько позднее такое же выражение было получено Д. Стефаном.

Расчет глубины промерзания (оттаивания) по формуле (65) возможен при условии, что все тепло, выделяемое промерзающими горными породами (или поглощаемое оттаивающими), идет на изменение фазового состояния содержащейся в них воды. Обычно значения, вычисленные по этой формуле, превышают истинную глубину промерзания на 30—40% вследствие недоучета теплового потока снизу, термического сопротивления, теплоотдачи с поверхности и теплоемкости горных пород [73].

Обозначим в формуле (65) величину  $(t_0 - t_n)\tau$  через  $\delta$  и определим глубину промерзания пород в разные годы:

$$h_1 = \sqrt{2\lambda_m\delta_1/L}; \quad h_2 = \sqrt{2\lambda_m\delta_2/L}.$$

Отношение глубин

$$h_1/h_2 = \sqrt{\delta_1/\delta_2}. \quad (66)$$

В связи с примерно одинаковым завышением глубин промерзания, вычисленных по формуле (65), отношение этих приближенных значений практически близко к отношению истинных глубин.

Зная мощность промерзания пород в какой-либо год и используя выражение (66), можно для любого года вычислить глубину промерзания относительно наблюдаемых значений с погрешностью 5—10, иногда 15%.

Некоторые исследователи при расчетах пренебрегают теплоемкостью горных пород и учитывают лишь выделение тепла при замерзании влаги, а также отвод его через промерзший слой.

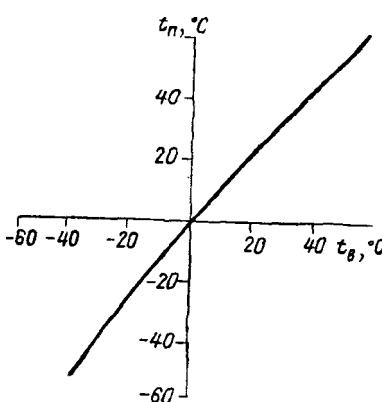


Рис. 49. Взаимосвязь среднемесячной температуры поверхности Земли  $t_n$  и воздуха  $t_b$  для 60—80° с. ш. и 78—114° в. д. [101].

мическое сопротивление изолирующей среды;  $t_0$  и  $t_b$  — температура замерзания пород и температура воздуха (рис. 49);  $\tau$  — время замерзания.

Выражение (67) учитывает теплопроводность мерзлой толщи, климатические условия района, но не учитывает теплового потока из недр Земли к границе промерзания.

При медленном промерзании однородных изотропных пород по закону  $\sqrt{\tau}$  температура и геотермический градиент талой среды соответственно равны:

$$\left. \begin{aligned} t &= t_0 + (t_1 - t_0) \operatorname{erf} \left[ (z - h) / (2 \sqrt{\alpha \tau}) \right]; \\ \Gamma &= [(t_1 - t_0) / \sqrt{\pi \alpha \tau}] \exp \left[ -(z - h)^2 / (4 \alpha \tau) \right], \end{aligned} \right\} \quad (68)$$

где  $t_1$  — температура пород в начальный период времени.

Мощность мерзлой толщи

$$h = (\sqrt{1 + b^2} - b) \sqrt{2 \lambda_m (t_0 - t_n) \tau / L}, \quad (69)$$

где  $b = \lambda (t_1 - t_0) / \sqrt{2 \pi \alpha \lambda_m L (t_0 - t_n)}$ .

Формула (69) выведена К. Ф. Войтковским [19] для определения глубины промерзания горных пород в основании ледяных

Действительно, расчет показывает, что при замерзании 1 м<sup>3</sup> породы с влажностью  $W = 20\%$  и плотностью скелета  $\rho = 1600$  кг/м<sup>3</sup> выделяется  $107 \cdot 10^6$  Дж тепла, а при понижении температуры этого же объема породы на 5° С при объемной теплоемкости породы  $c_o = 1,9 \cdot 10^6$  Дж/(м<sup>3</sup> · К) освобождается  $10,7 \times 10^6$  Дж тепла, т. е. в 10 раз меньше.

Глубина промерзания

$$h = \sqrt{H^2 + 2 \lambda_m (t_0 - t_b) \tau / L} - H, \quad (67)$$

где  $H = \lambda_m (1/\alpha + R_i)$  — мощность эквивалентного слоя;  $\lambda_m$  и  $\alpha$  — коэффициенты теплопроводности и теплоотдачи;  $R_i = h_i/\lambda_i$  — термическое сопротивление изолирующей среды;  $t_0$  и  $t_b$  — температура воздуха (рис. 49);  $\tau$  — время замерзания.

складов. В связи с принятым заниженным влиянием теплового потока к границе промерзания вычисляемые по этой формуле значения получаются завышенными как под оголенными участками земной поверхности, так и под покрытыми. Множитель  $(\sqrt{1 + b^2} - b)$  зависит от взаимодействия промерзающей толщи с подстилающей средой.

Основные факторы, определяющие сезонное промерзание горных пород, более полно учтены В. С. Лукьяновым и М. Д. Головко [73]. Их формула выведена с учетом теплового потока из недр Земли к границе промерзания, климатических условий района, условий теплоотдачи земной поверхностью:

$$\tau = \left( L + \frac{c_o \Delta t}{2} \right) \left[ \frac{\lambda_m \Delta t}{q^2} \ln \frac{\lambda_m \Delta t - qH}{\lambda_m \Delta t - q(H + h)} - \frac{h}{q} \right], \quad (70)$$

где  $c_o$  — объемная теплоемкость мерзлых пород.

Формула (70) не дает решения в явном виде относительно величины  $h$ . В. С. Лукьянов и М. Д. Головко разработали подробную методику расчетов по этой формуле с использованием номограмм. Погрешность расчета глубины промерзания при правильно выбранных значениях величин, входящих в эту формулу, и при мощности промерзания 1—2,5 м не превышает 0,15—0,30 м. Значение погрешности зависит от влажности  $W$  горных пород. Так, при  $W = 2 \div 3\%$  погрешность достигает 0,25—0,30 м, при  $W > 10\%$  — не превышает 0,15—0,20 м, при  $W < 2\%$  формула неприменима.

Выражение (70) является общей формулой для расчета глубины промерзания горных пород с учетом их теплоемкости, отепления поверхности и теплового потока снизу к границе промерзания, а также температуры воздуха. При выводе формулы В. С. Лукьянов и М. Д. Головко не учитывали зависимости термических свойств горных пород от температуры и зависимости плотности теплового потока от вида деятельной поверхности в предшествующий летний сезон, что влияет на характер теплообмена поверхности Земли с атмосферой и на распределение температуры в горных породах к началу промерзания.

Разлагая выражение (70) в ряд и ограничиваясь двумя членами разложения, получаем:

при  $\lambda_m \Delta t \tau < 0,6H^2 (L + c_o \Delta t/2)$

$$h = H \left( 1 - \frac{qH}{\lambda_m \Delta t} \right) \left[ \sqrt{1 + \frac{4\lambda_m \Delta t \tau}{H^2 (2L + c_o \Delta t)}} - 1 \right]; \quad (71)$$

при  $\lambda_m \Delta t \tau < 0,2H^2 (L + c_o \Delta t/2)$

$$h = \left( 1 - \frac{qH}{\lambda_m \Delta t} \right) \frac{2\lambda_m \Delta t}{H (2L + c_o \Delta t)}. \quad (72)$$

Ошибка определения глубины промерзания по формулам (71) и (72) не превышает 3%.

Широкое применение нашла задача Стефана в общем виде с произвольными краевыми условиями и с учетом фазовых переходов в спектре температур [116, 117], при этом из-за сложности численных решений используют ЭВМ.

При проектировании сооружений в районах сезонного промерзания и распространения многолетней мерзлоты большое значение имеет прогноз глубины промерзания пород и времени смыкания промерзающей толщи с многолетнемерзлым массивом. Знание времени и скорости промерзания пород необходимо для расчетов фундаментов сооружений, колодцев, опор, трубопроводов, а также

для выяснения теплового режима подземных коммуникаций. Решением этой задачи занимались многие исследователи, в связи с чем получены разные формулы. В инженерной практике для определения глубины сезонного протаивания (промерзания) используются наиболее простые приближенные выражения.

Формула Бергрена [189]

$$h \approx 1,41 \beta \sqrt{\lambda_t t_n \tau / L},$$

где  $\lambda_t$  — теплопроводность талых пород, ккал/(ч·м·°C);  $t_n$  —

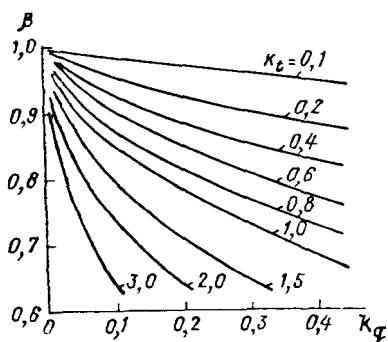


Рис. 50. Зависимость  $\beta$  от  $k_q$  при постоянных значениях  $k_t$  [21].

температура поверхности Земли, °C;  $L = 80 \rho (W - W_n)$ , ккал/м<sup>3</sup>;  $\rho$  — плотность скелета горных пород, 10<sup>3</sup> кг/м<sup>3</sup>,  $W_n$  — влажность пород с незамерзшей водой;  $\beta = f(k_t, k_q)$  — коэффициент, учитывающий замедление скорости сезонного оттаивания пород вследствие оттока тепла в мерзлую толщу (рис. 50);  $k_t = t_0/t_n$ ;  $t_0$  — температура пород на глубине затухания годовых колебаний температуры, °C;  $k_q = [(c_t - c_m)/(2L)]t_n$ ;  $c_t$  и  $c_m$  — объемная теплоемкость талых и мерзлых пород, ккал/(м<sup>3</sup>·°C).

Формула Хакимова [20]

$$h = 1,41 \sqrt{2\lambda_t t_n \tau / (2L + c_t t_n - 4,34 c_m t_0)}.$$

Формула Докучаева [32]

$$h = 1,41 \sqrt{\lambda_t t_{n1} \tau_{n1} / L_1 + (B/L_1)^2} - B/L_1,$$

где

$$t_{n1} = 1,4t_n + 2,4; \tau_{n1} = 1,15\tau + 360;$$

$$B = (0,125 - \tau_{n1}/7200) t_0 k_{cp} \sqrt{\lambda_t c_{m1} \tau_{n1}};$$

$$c_{m1} = (1/W) [c_m (W - W_n) + c_t W_n];$$

$$L_1 = L + (\tau_{n1}/7200 - 0,1) (c_t t_{n1} - c_{m1}) t_0;$$

$k_{cp}$  — коэффициент, зависящий от теплоемкости  $c_{M1}$  и средней температуры (табл. 5), для песчаных пород  $k_{cp} = 1$ .

Таблица 5

Коэффициент  $k_{cp}$  для глинистых пород [115]

Средняя температура, °C	Теплоемкость $c_{M1}$ , ккал/(м <sup>3</sup> ·°C)		
	300	—	400
—2	5,2	4,5	4,0
—4	3,7	3,2	2,8
—6	3,0	2,6	2,3
—8	2,5	2,2	1,9
—10	1,8	1,6	1,4

Формула Павлова [20]

$$h = \sqrt{(\lambda_T/D)^2 + 2\lambda_T t_{n2} \tau / L - \lambda_T / D} - \varepsilon \sqrt{a_m \tau},$$

где  $D = 2,3 + 4,9\sqrt{v}$ ;  $v$  — скорость ветра на высоте 1 м;  $t_{n2} = t_n + R(\tau)/L$ ;  $\varepsilon = t_n (k_1, k_2)$  (табл. 6);  $k_1 = -c_M t_0 / L$ ;  $k_2 = \lambda_T t_{n2} / (a_M L)$ ;  $R(\tau)$  — изменение плотности теплового потока во времени на границе фазовых переходов.

Формула Балобаева [7]

$$h = \sqrt{F^2 + \frac{12 [t_{n3} \lambda_T + t_0 \lambda_M / (n-1)] \tau}{GL - t_0 c_M (n+2) + 2t_{n3} c_T}},$$

где

$$F = \frac{a_B \lambda_T}{k \lambda_B} \ln \frac{a_B + kh_1}{a_B};$$

$$t_{n3} = t_n + R(\tau) \frac{F}{\lambda_T};$$

$a_B$  — коэффициент температуропроводности воздуха;  $k$  — коэффициент турбулентного обмена на высоте 1 м;  $h_1$  — высота приземного слоя воздуха;

$$n = \frac{1}{4} \left\{ 1 - \frac{3t_0 \lambda_M}{t_{n3} \lambda_T} + \sqrt{\left( \frac{1}{4} - \frac{3}{4} \cdot \frac{t_0 \lambda_M}{t_{n3} \lambda_T} \right)^2 + \frac{1}{2} \left[ \frac{2a_M (3L + t_{n3} c_T) - 3t_0 \lambda_M}{t_{n3} \lambda_T} - 1 \right]} \right\}.$$

В. Т. Балобаев для ориентировочных расчетов предлагает брать  $n = 4 \div 5$ .

Формула Порхаева [20]

$$h = \sqrt{2\lambda_T (\omega_1 - \omega_2 - t_3 \tau) / L},$$

Таблица 6

Коэффициент  $\varepsilon$  [20]

$h_1$	$h_2$					
	0,005	0,10	0,15	0,20	0,30	0,40
0,01	0,0067	0,0071	0,0075	0,0077	0,0083	0,0086
0,02	0,0132	0,0140	0,0147	0,0152	0,0162	0,0170
0,03	0,0193	0,0207	0,0219	0,0222	0,0241	0,0253
0,04	0,0254	0,0274	0,0289	0,0300	0,0319	0,0335
0,05	0,0315	0,0339	0,0357	0,0367	0,0396	0,0417
0,06	0,0372	0,0401	0,0424	0,0441	0,0471	0,0495
0,07	0,0426	0,0464	0,0490	0,0510	0,0545	0,0573
0,08	0,0428	0,0524	0,0544	0,0578	0,0618	0,0650
0,09	0,0535	0,0583	0,0617	0,0644	0,0690	0,0726
0,10	0,0586	0,0640	0,0679	0,0709	0,0759	0,0800
0,12	0,0686	0,0752	0,0800	0,0836	0,0897	0,0946
0,14	0,0778	0,0859	0,0916	0,0958	0,1030	0,1088
0,16	0,0867	0,0962	0,1027	0,1077	0,1158	0,1224
0,18	0,0949	0,1058	0,1133	0,1190	0,1282	0,1356
0,20	0,1027	0,1153	0,1236	0,1300	0,1403	0,1485
0,25	0,1197	0,1371	0,1477	0,1558	0,1688	0,1791
0,30	0,1362	0,1566	0,1697	0,1796	0,1952	0,2076
0,35	0,1499	0,1742	0,1898	0,2014	0,2198	0,2342
0,40	0,1619	0,1902	0,2082	0,2216	0,2425	0,2590
0,45	0,1726	0,2046	0,2250	0,2401	0,2637	0,2822
0,50	0,1820	0,2178	0,2404	0,2574	0,2836	0,3039
0,60	0,1978	0,2405	0,2677	0,2880	0,3193	0,3434
0,70	0,2106	0,2597	0,2911	0,3146	0,3506	0,4096
0,80	0,2211	0,2759	0,3112	0,3377	0,3783	0,4106

где  $\omega_1 = t_n \tau$ ;  $\omega_2 = N (\sqrt{1 + 2\omega_1/N} - 1)$ ;  $N = A^2 M^2 / (2880 \lambda_t L)$ ;  $M = 21,4 \sqrt{c_m \lambda_m T} \cos (0,9 \pi \tau / T) \sin [\pi (\tau + \tau_n) / T]$ ;  $A$  — амплитуда колебаний температуры на поверхности Земли;  $T = 8760$  ч = = 1 год — период колебаний температуры;  $\tau_n$  — период промерзания горных пород.

Формула Бергрена широко применяется за рубежом. В СССР для вычисления глубины подошвы искусственно замораживаемых горных пород используют формулу Хакимова, глубины промерзания (протаивания) под инженерными сооружениями — формулу Докучаева, глубины сезонного промерзания (протаивания) и тепловой мелиорации территории — формулы Павлова и Балобаева.

По исследованиям Н. И. Вотяковой [20] значения глубины промерзания (протаивания), вычисленные по приближенным формулам и классической формуле Стефана, различаются не более чем на 10 %, что допустимо при инженерных расчетах. Получение более точных результатов практически не реально, так как сложно учесть все факторы, влияющие на процесс замерзания (протаивания). Наиболее простой и удобной для расчета является формула Бергрена, однако она не позволяет определять глубину протаивания

под покрытиями и снегом. В таких случаях могут быть использованы формулы Павлова и Балобаева.

Определение глубины промерзания горных пород для любого момента времени и момента смыкания мерзлых толщ с учетом динамики снежного покрова и изменения температуры воздуха в зимний период может быть выполнено по формулам, предложенными Г. М. Фельдманом и В. К. Щелоковым [156]. В районах распространения многолетней мерзлоты с начала промерзания подстилающий талый слой быстро охлаждается до нуля и в течение всего периода промерзания ниже подошвы льдообразования сохраняется безградиентная зона [133]. В связи с этим при расчетах промерзания Г. М. Фельдман и В. К. Щелоков не учитывают подток тепла снизу к границе льдообразования. По их исследованиям глубина промерзания

$$h = \sqrt{\frac{4\lambda_m}{c_{\text{зф}}} \left\{ \tau + Q_1 \left[ \frac{2\tau_3}{\pi \sqrt{Q_1^2 + Q_2^2}} \left( \arctg \sqrt{\frac{Q_1 - Q_2}{Q_1 + Q_2}} \operatorname{tg}^2 \left( \frac{\pi}{4} - \frac{\pi\tau}{2\tau_3} \right) - \right. \right. \right.} \\ \left. \left. \left. - \arctg \sqrt{\frac{Q_1 - Q_2}{Q_1 + Q_2}} \right) \right] \right\}},$$

где  $Q_1 = (W_0 - W) L \rho$ ;  $Q_2 = \pi c_{\text{зф}} \omega_3 / [4(1 + \mu) \tau_3]$ ;  $c_{\text{зф}} = c_0 + \beta L \rho$ ;  $\lambda_m$  — коэффициент теплопроводности мерзлых пород;  $W_0$  и  $W$  — влажность начальная и при температуре замерзания воды;  $L$  — тепллота фазовых превращений (скрытая тепллота);  $c_0$  — объемная теплоемкость мерзлых горных пород;  $\rho$  — плотность горных пород;  $\beta$  — коэффициент, учитывающий тепло, выделяемое при изменении температуры на  $1^\circ\text{C}$  (для супеси 0,002, суглинка 0,006, глины 0,007, песка 0);  $\mu$  — коэффициент (для Амдермы 3,68, Игарки 2,05, Магадана 1,60, Норильска 1,60, Боркуты 1,47, Якутска 1,20, Сковородина 1,25);  $\omega_3$  — сумма градус-часов отрицательной температуры в зимний период;  $\tau_3$  — продолжительность зимнего периода.

С погрешностью 4—5% более удобна для практического применения формула [156]:

$$h = \sqrt{\frac{\lambda_m \omega_3}{1,2 Q_1 (1 + \mu)} \left( 1 - \cos \frac{\pi \tau}{\tau_3} \right)}. \quad (73)$$

Для несливающихся многолетнемерзлых пород при  $\tau = \tau_3$  максимальная глубина промерзания

$$h_{\text{max}} = \sqrt{\frac{4\lambda_m \tau_3}{c_{\text{зф}}} \left( 1 - \frac{4Q_1}{\pi \sqrt{Q_1^2 - Q_2^2}} \arctg \sqrt{\frac{Q_1 - Q_2}{Q_1 + Q_2}} \right)}.$$

При смыкании сезоннопротаивающего слоя с многолетнемерзлыми породами промерзание происходит и снизу. Толщина слоя, промерзающего снизу,

$$h_1 = [2\lambda_m (t - t_3)/Q_1] \sqrt{\tau / (\pi a)},$$

где  $t$  и  $t_3$  — температура на глубине затухания годовых теплооборотов и замерзания горных пород.

Время полного промерзания определяется из следующего уравнения:

$$D \sqrt{z} + \sqrt{B(1 - \cos z)} = 1,$$

где

$$B = \frac{\lambda_m \omega_3}{1,2 Q_1 (1 + \mu) h^2}; \quad D = \frac{2 \lambda_m (t - t_3)}{\pi Q_1 h} \sqrt{\frac{\tau_3}{a}}; \quad z = \frac{\pi \tau_c}{\tau_3};$$

$\tau_c$  — время полного промерзания;  $h$  — глубина сезонного протаивания.

Время смыкания мерзлых толщ

$$\tau_c = (\tau_3 / \pi) z.$$

Для определения величины  $z$  используются кривые, приведенные на рис. 51. Подставив значение  $z$  в выражение (73), получим

максимальную глубину промерзания горных пород сверху для сливающихся мерзлых толщ.

Рассмотрим применение полученных выражений на примере района Якутска с использованием следующих данных.

Приповерхностная толща сложена пылеватым суглином,  $W_0 = 25\%$ ,  $W = 10\%$ ,  $\lambda_m = 1,74 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$  ( $1,5 \text{ ккал}/(\text{ч} \cdot \text{м} \times 10^3 \text{ С})$ ),  $\rho = 1500 \text{ кг}/\text{м}^3$ , глубина сезонного протаивания  $h = 1,7 \text{ м}$ ,  $a = 1,39 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$  ( $0,005 \text{ м}^2/\text{ч}$ ),  $t = 277,15 \text{ К}$  ( $4,0^\circ \text{ С}$ ),  $\mu = 1,2$ ,  $t_3 = 273,15 \text{ К}$  ( $0^\circ \text{ С}$ ),  $L = 3,35 \cdot 10^6 \text{ Дж}/\text{кг}$  ( $80 \text{ ккал}/\text{кг}$ ); среднемесячные значения температуры воздуха в зимний период, К ( $^\circ \text{ С}$ ): октябрь  $264,95$  ( $-8,2$ ), ноябрь  $245,55$  ( $-27,6$ ), декабрь  $234,55$  ( $-38,6$ ), январь  $230,75$  ( $-42,4$ ), февраль  $237,45$  ( $-35,7$ ), март  $250,55$  ( $-22,6$ ), апрель  $265,95$  ( $-7,2$ ).

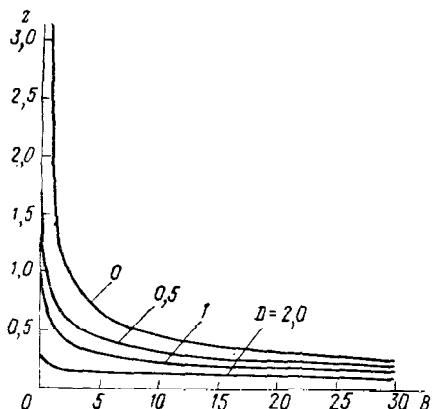


Рис. 51. Зависимость  $z$  от  $B$  при постоянных значениях  $D$  [156].

( $-8,2$ ), ноябрь  $245,55$  ( $-27,6$ ), декабрь  $234,55$  ( $-38,6$ ), январь  $230,75$  ( $-42,4$ ), февраль  $237,45$  ( $-35,7$ ), март  $250,55$  ( $-22,6$ ), апрель  $265,95$  ( $-7,2$ ).

$$\begin{aligned} \omega_3 &= 720(8,2 + 27,6 + 38,6 + 42,4 + 35,7 + 22,6 + 7,2) = \\ &= 720 \cdot 182,3 = 131000 \text{ С} \cdot \text{ч} (4,72 \cdot 10^8 \text{ К} \cdot \text{с}); \\ \tau_3 &= 720 \cdot 7 = 5040 \text{ ч} (18,1 \cdot 10^6 \text{ с}); \end{aligned}$$

$$Q_1 = (0,25 - 0,1) \cdot 3,35 \cdot 10^5 \cdot 1500 = 75,4 \cdot 10^6 \text{ Дж}/\text{м}^3$$

$$(1,8 \cdot 10^4 \text{ ккал}/\text{м}^3);$$

$$B = \frac{1,74 \cdot 4,72 \cdot 10^8}{1,2 \cdot 75,4 \cdot 10^6 (1 + 1,2) \cdot 1,7^2} = 1,4;$$

$$D = \frac{2 \cdot 1,74 (277,15 - 273,15)}{3,35 \cdot 75,4 \cdot 10^6 \cdot 1,7} \sqrt{\frac{18,1 \cdot 10^6}{1,39 \cdot 10^{-6}}} = 0,43;$$

по рис. 51 находим  $z = 1,4$ .

### Время полного промерзания

$$\tau_c = \frac{18,1 \cdot 10^6}{3,14} \cdot 1,1 = 6,35 \cdot 10^6 \text{ с (1770 ч).}$$

Предельное промерзание горных пород по формуле (73)

$$h = \sqrt{\frac{1,74 \cdot 4,72 \cdot 10^8}{1,2 \cdot 75,4 \cdot 10^6 (1 + 1,2)}} \left( 1 - \cos \frac{3,14 \cdot 6,35 \cdot 10^6}{18,1 \cdot 10^6} \right) = 1,54 \text{ м.}$$

По средним многолетним наблюдениям в окрестностях Якутска эта глубина равна 1,43 м.

Толщина слоя промерзания снизу

$$h_1 = \frac{2 \cdot 1,74 (277,15 - 273,15)}{75,4 \cdot 10^6} \sqrt{\frac{6,35 \cdot 10^6}{3,14 \cdot 1,39 \cdot 10^{-6}}} = 0,22 \text{ м.}$$

**Промерзание структурно-неоднородных толщ.** В районах распространения многолетней мерзлоты угольные бассейны и рудные месторождения имеют сложную конфигурацию нижней границы мерзлоты. Прогнозирование этой границы способствует сокращению объема бурения, рациональному ведению горнопроходческих работ в мерзлой и талой зонах. Для системы вытянутых в одном направлении складок, наклонно падающих пластов (рудных тел) с четкими границами раздела разных однородных сред можно поставить двумерную задачу, задаваясь некоторыми функциями двух переменных. При охлаждении плоской горизонтальной земной поверхности в таких структурах возникает мерзлый слой переменной мощности с подвижным фронтом фазовых превращений воды в лед.

Подобные задачи более просто решаются методом численного моделирования на ЭВМ с использованием системы уравнений теплопроводности при соответствующих начальных, граничных и предельных условиях. Решение задачи промерзания геологического разреза, содержащего угольные пласти в песчаниках, без учета массопереноса и источников тепла приведено на рис. 52.

Для расчета принято:  $t_0 = -0,1^\circ \text{C}$ , амплитуда температуры  $6^\circ \text{C}$ ,  $q = 0,64 \text{ Вт/м}^2$ ; для песчаника  $\lambda_t = 2,12 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$ ,  $\lambda_m = 2,25 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$ ,  $c_t = c_m = 0,79 \cdot 10^3 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{К)}$ ,  $\rho_t = \rho_m = 2300 \text{ кг/м}^3$ ,  $W(z) = 0,1 \exp(-0,023z)$ ; для угля  $\lambda_t = 0,29 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$ ,  $\lambda_m = 0,46 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$ ,  $c_m = c_t = 1,30 \cdot 10^3 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{К)}$ ,  $W(z) = 0,36 \exp(-0,047z)$ ,  $\rho_t = \rho_m = 1200 \text{ кг/м}^3$ .

Термическая неоднородность геологического разреза вызывает перераспределение теплового потока, поступающего из недр. Тепловой поток около пласта угля, обладающего низкой теплопроводностью, изменяет направление. Через нижний пласт проходит 0,35—0,8 глубинного теплового потока, вследствие этого при промерзании горные породы забирают сверху в 1,5—2 раза больше тепла, чем поступает через угольный пласт снизу, и поэтому происходит охлаждение внутренних частей структуры [72]. Под пластом угля наблюдается подъем изотерм, свидетельствующий о разогреве подстилающей толщи. Горизонтальная состав-

ляющая плотности теплового потока во вмещающей толще направлена в сторону от структуры и достигает  $(0,21 \div 0,42) q_0$ , а вблизи выхода пласта на поверхность  $(0,77 \div 0,90) q_0$ . Полученное

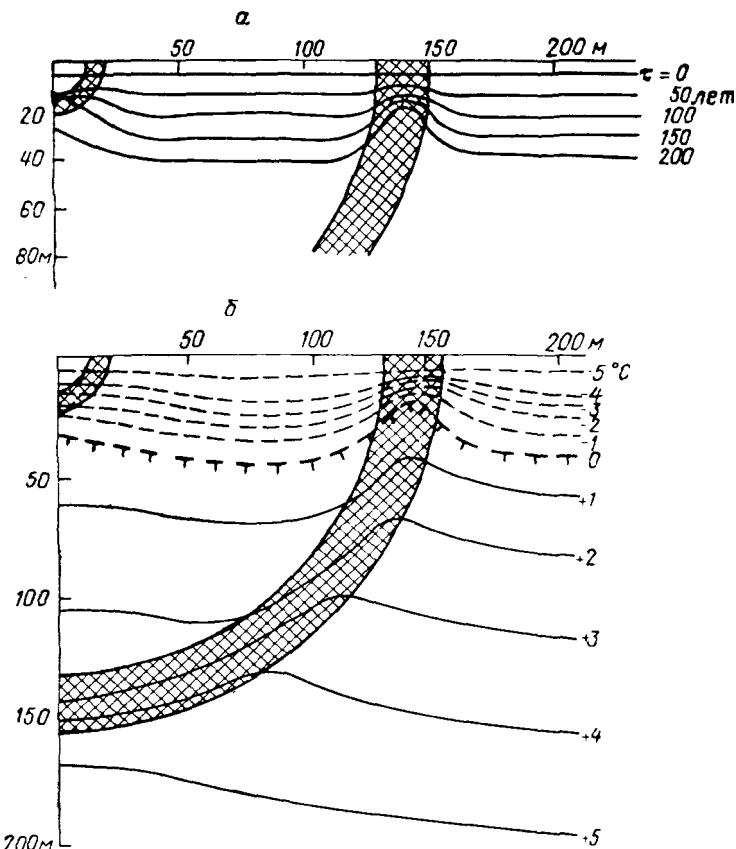


Рис. 52. Положение границы раздела фаз (вода — лед) на разные моменты времени  $\tau$  (а) и температурное поле на момент  $\tau = 200$  лет (б) для угольных пластов, залегающих в песчаниках [72].

распределение отражает особенности теплового поля синклинальных структур Аркагалинской межгорной впадины (Магаданская область).

### § 15. Влияние ледниковых эпох

Непостоянство климатических условий вызывает изменение теплового состояния верхней части земной коры, возникновение и деградацию многолетнемерзлых пород. Для оценки глубины

влияния одного оледенения используем выражение (68), в котором это влияние характеризуется величиной, пропорциональной

$$\operatorname{erf}[(z - B\sqrt{\tau})/(2\sqrt{a\tau})] = \operatorname{erf}[(z - v\tau)/(2\sqrt{a\tau})],$$

где  $v$  — скорость перемещения границы промерзания.

Чтобы определить изменение температуры с относительной погрешностью 10%, значение интеграла следует брать не более 0,8, при этом

$$z = v\tau + 1,86\sqrt{a\tau}.$$

Если  $a = 1 \cdot 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с,  $\tau = 10^4$  лет,  $v = (0,1 \div 1) \cdot 10^{-2}$  м/год, то  $z = (1,05 \div 1,14) \cdot 10^3$  м. Этот оценочный расчет показывает, что влияние ледникового периода могло распространиться на глубину более 1 км.

Ряд районов земной коры подверглись многократным оледенениям. Рассмотрим влияние оледенений Северной Америки от начала рисса до конца вюрма на современное тепловое состояние земной коры. Изменение температуры с глубиной под воздействием ледниковых и межледниковых периодов выражается формулой [174]:

$$\Delta t(z) = \sum_{i=1} t_i \{ \operatorname{erf}[z/(2\sqrt{a\Delta\tau_{i-1}})] - \operatorname{erf}[z/(2\sqrt{a\Delta\tau_i})] \},$$

где  $t_i$  — амплитуда колебаний температуры земной поверхности;  $\Delta\tau_i$  — соответствующие периоды.

Для интервалов 1000 лет зависимости  $\Delta t(z)$  и  $\Delta\Gamma(z)$  приведены на рис. 53. В некоторых районах влияние ледниковых периодов на современный тепловой режим недр может наблюдаться и на больших глубинах.

## § 16. Термоанизотропия мерзлых толщ

Теоретическое обоснование термического режима мерзлой толщи с учетом ее термоанизотропии дано Н. С. Ивановым [51]. Температура мерзлых однородных горных пород, содержащих в порах влагу, нелинейно зависит от глубины:

$$t + B \exp[-\beta(t_1 - t)] = Az + D, \quad (74)$$

где

$$A = q/\lambda_m; \quad B = (\lambda_m - \lambda_t)/(\beta\lambda_m); \quad D = \lambda_m t_2 - B \exp[-\beta(t_1 - t_2)];$$

$\beta$  — коэффициент, зависящий от содержания поровой жидкости и температуры;  $t_1$  — температура начала замерзания влаги;  $t_2$  — температура подошвы слоя годовых теплооборотов;  $\lambda_m$  и  $\lambda_t$  — теплопроводность мерзлой и талой толщ.

Теплопроводность таких мерзлых толщ зависит от температуры:

$$\lambda(t) = \lambda_m - (\lambda_m - \lambda_t) \exp[-\beta(t_1 - t)].$$

При отсутствии фазовых переходов  $\beta = \infty$ ,

$$t = t_2 + (q/\lambda_m) z. \quad (75)$$

Геотермический градиент термоанизотропной толщи

$$\Gamma_m = \Gamma / \{1 + \beta B \exp [-\beta (t_1 - t)]\}.$$

Градиент  $\Gamma_m$  изменяется с температурой (глубиной), поэтому при определении мощности мерзлой толщи путем экстраполяции к значению при температуре замерзания пород возможны погрешности.

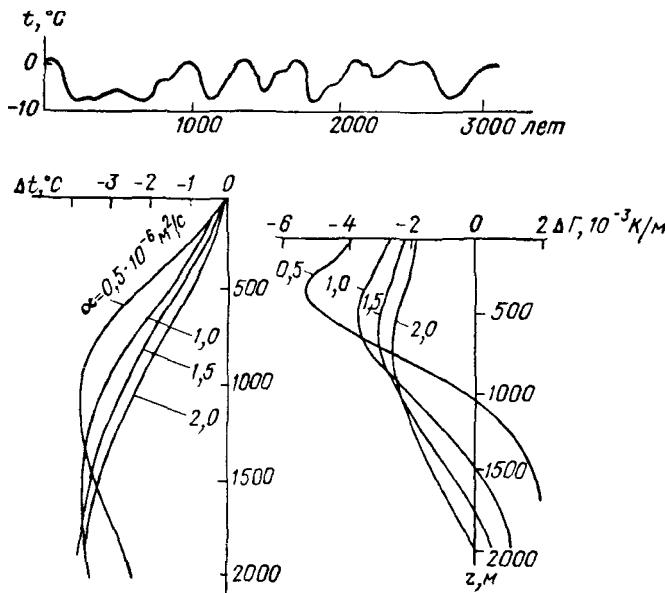


Рис. 53. Изменения температуры поверхности Земли во времени и их влияние на современное тепловое состояние недр [51].

Температура мерзлой термоанизотропной толщи связана с глубиной трансцендентным уравнением (74). Для установления этой зависимости можно использовать метод итераций. Перепишем выражение (74) в следующем виде:

$$b - B \exp [-\beta (t_1 - t)] = f(t),$$

где  $b = Az + D$ .

Уравнение (74) представим в виде

$$t = f(t).$$

Так как

$$(\lambda_m - \lambda_t)/\lambda_m < 1 \text{ и } \exp [-\beta (t_1 - t)] < 1,$$

то условие сходимости процесса итераций подтверждается.

При вычислении зависимости температуры от глубины в первом приближении можно брать значения температуры для глубин, рассчитанных в предположении постоянного коэффициента теплопроводности. В этом случае путем последовательных приближений получим систему уравнений для различных глубин вида

$$t_k = f(t_{k-1}) \quad (k = 1, 2, \dots).$$

Неточность в определении нижней границы мерзлой толщи может быть вызвана также неучетом зависимости температуры

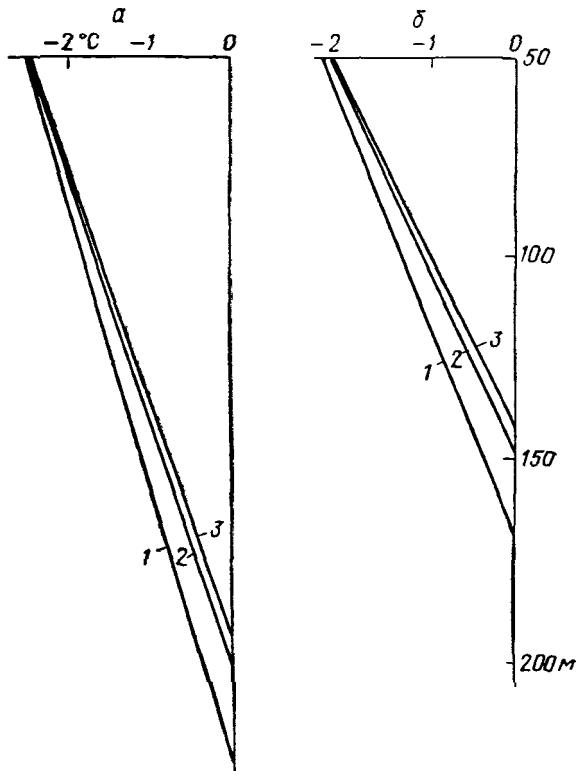


Рис. 54. Термограммы мерзлой толщи [51].

а — плотный песчаник;  
б — глинистый сланец.  
Расчетные формулы: 1 — (75), 2 — (74), 3 — (76).

замерзания порового раствора от давления. Полагаем начало замерзания порового раствора равным

$$t_1 = t_1(p_0) - \gamma_1(p - p_0) = t_1(p_0) + \gamma_1 \rho g z,$$

где  $\gamma = -\gamma_1 = dt/dp = 75$  К/Па [16];  $\rho$  — плотность горной породы;  $p$  — давление.

При учете влияния давления плотность теплового потока в мерзлой толще

$$q = \{\lambda_m - (\lambda_m - \lambda_t) \exp(-\beta [t_0(p_0) + \gamma_1 \rho g z - t])\} (dt/dz).$$

Интегрируя это выражение, имеем

$$z = \frac{1}{\gamma \rho g} [t - t_0(p_0)] \ln \frac{A \exp [\beta t (\gamma \rho g \lambda_m / q - 1)] + (\lambda_m - \lambda_t)}{\gamma \rho g \lambda_m - q}, \quad (76)$$

где

$$A = \exp [-\beta t_1 (\gamma \rho g \lambda_m / q - 1)] \{ (\gamma \rho g \lambda_m - q) \exp [\beta (\gamma \rho g z_1 - t_1 + t_0(p_0))] - (\lambda_m - \lambda_t) \}.$$

На рис. 54 приведены термограммы мерзлой толщи, представленной плотным песчаником:  $\lambda_t = 3,02 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ ,  $t_2 = 270,45 \text{ К}$  ( $-3^\circ \text{C}$ ),  $h_2 = 20 \text{ м}$ ,  $q = 5,29 \cdot 10^{-3} \text{ Вт}/\text{м}^2$ ,  $\beta = 0,193^\circ \text{C}^{-1}$ ; и глинистым сланцем:  $\lambda_t = 2,18 \text{ Вт}/(\text{м} \times 10^{-3} \text{ К})$ ,  $t_2 = 270,15 \text{ К}$  ( $-3^\circ \text{C}$ ),  $h_2 = 20 \text{ м}$ ;  $\beta = 0,107^\circ \text{C}^{-1}$ ,  $q = 5,29 \times 10^{-3} \text{ Вт}/\text{м}^2$ .

Мощность мерзлого плотного песчаника без учета изменения геотермического градиента с глубиной равна 225 м [по формуле (75)], с учетом температурного эффекта — 199 м [по формуле (74)], с учетом температурного и барического эффектов — 194 м [по формуле (76)].

Следовательно, мощность мерзлой толщи без учета рассмотренных эффектов завышается примерно на 30 м (16%). Мощность мерзлой толщи глинистых сланцев соответственно равна 168; 149 и 142 м; завышение в этом случае составляет 24 м (17%).

Пренебрежение температурным и барическим эффектами при определении мощности мерзлой толщи может вызвать погрешность, превышающую 15%. При этом основную погрешность вносит неучет температурного эффекта.

### § 17. Определение глубины залегания слоя постоянных годовых температур по геотермограмме одной скважины в районе многолетней мерзлоты

Глубина слоя постоянных годовых температур характеризуется функцией [117]

$$f(h) = -h + \sqrt{\frac{aT}{\pi}} \ln \left| \frac{t(h) h_1 - t(h_1) h}{0,1(h_1 - h)} \right|, \quad (77)$$

где  $T$  — период колебаний;  $t(h_1)$  — температура на глубине  $h_1$  относительно подошвы сезонного оттаивания;  $t(h)$  — температура на глубине  $h$  затухания годовых колебаний;  $h_1 \geq h + 10 \text{ м}$ .

Определим глубину затухания годовых колебаний температуры и значение температуры на этой глубине методом хорд при условии:  $a = 1 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$  ( $0,0036 \text{ м}^2/\text{ч}$ );  $T = 8760 \text{ ч}$ .

$h, \text{ м}$	$t, \text{ К}$ ( $^\circ \text{C}$ )	$h, \text{ м}$	$t, \text{ К}$ ( $^\circ \text{C}$ )
2	273,15 (0)	10—15	272,15 ( $-1,0$ )
4	272,85 ( $-0,3$ )	20	272,25 ( $-0,9$ )
6—8	272,05 ( $-1,4$ )	25	272,35 ( $-0,8$ )

В соответствии с этими данными при  $t(h_1) = -0,8^\circ \text{C}$  и  $h_1 = 25 \text{ м}$  на глубине  $h = 8 \text{ м}$

$$f(8) = -8 + 7,3 \lg \left( 10 \frac{27,5 - 0,8 \cdot 8}{17} \right) = -8 + 7,9 = -0,1 < 0.$$

Аналогично получаем следующие значения.

$h, \text{ м}$	$f$	$h, \text{ м}$	$f$
8	-0,1	7,5	0,4
10	-2,3	7,9	0,02
7	0,8		

Отсюда видно, что функция (77) принимает в окрестности глубины  $h = 8 \text{ м}$  значения разных знаков; значение  $h = 7,9 \text{ м}$  с точностью, приемлемой в данном случае, является искомым корнем этого выражения.

### § 18. Определение морфологии мерзлого массива и его термического режима

Большой интерес представляет определение морфологии мерзлого массива и температурного поля в нем без использования ЭВМ. Эта задача усложнена влияниями теплообмена на поверхности Земли, теплового потока из недр, нестационарности температурного поля в слое сезонного промерзания и оттаивания, а также других факторов. Д. В. Редозубов [134] для упрощения задачи предложил считать температурное поле ниже слоя постоянных годовых температур практически стационарным. Это позволило разработать простой метод терморазведки на мерзлоту, приближенно определять морфологию многолетнемерзлого массива и температурное поле в нем по измерениям в мелких скважинах и известной температуре на достаточно большой глубине, где изотермические поверхности плоские.

Форма ограничивающей поверхности выбирается в зависимости от рельефа земной поверхности ниже слоя нестационарного температурного поля. Более простой формой является плоскость, а в двумерной задаче — прямая, параллельная плоской дневной поверхности. В последнем случае стационарное температурное поле характеризуется температурой

$$t = \Gamma z + (z/\pi) \int_{-\infty}^{+\infty} f(l) dl / [(l-x)^2 + z^2].$$

Двумерная схема применима, в частности, к исследованию стационарных полей в вертикальных разрезах, ориентированных перпендикулярно к вытянутым элементам поверхности рельефа.

Температура с учетом геотермического градиента определяется выражением

$$t(x, y, z) = z \left\{ \Gamma + \frac{1}{2\pi} \iint_S \frac{f(l, m) dl dm}{[(l-x)^2 + (m-y)^2 + z^2]^{3/2}} \right\}.$$

Заметим, что это выражение позволяет получить точное решение  $t(x, y, z)$ , если на глубине  $z = H$  известно

$$t(x, y, H) = f(x, y).$$

Однако практически эта функция неизвестна, а известны значения  $t(x_i, y_i, z_i)$  в  $N$  точках пространства ( $i = 1, 2, \dots, N$ ). Поэтому, используя метод, описанный в работе [195], вводим векторы

$$\vec{z} = \begin{pmatrix} z_1 \\ \vdots \\ z_N \end{pmatrix}; \quad \vec{t} = \begin{pmatrix} t(x_1, y_1, z_1) \\ \vdots \\ t(x_N, y_N, z_N) \end{pmatrix};$$

$$\vec{k} = \begin{pmatrix} z_1/[(l-x_1)^2 + (m-y_1)^2 + z_1^2]^{-3/2} \\ \vdots \\ z_N/[(l-x_N)^2 + (m-y_N)^2 + z_N^2]^{-3/2} \end{pmatrix}.$$

Получаем векторное интегральное уравнение

$$\vec{t} = \Gamma \vec{z} + \frac{1}{2\pi} \iint_S \vec{k} f(l, m) dl dm.$$

При

$$f(\alpha, \beta) = \vec{k}^* \left( \frac{1}{2\pi} \iint_S \vec{k} \vec{k}^* dl dm \right)^{-1} (\vec{t} - \Gamma \vec{z})$$

(индекс «\*» означает операцию транспонирования вектора), полученнное интегральное уравнение обращается в тождество, если интеграл  $\iint_S \vec{k} \vec{k}^* dl dm$  существует и определитель его отличен от нуля (последнее условие выполняется при линейной независимости компонент вектора  $\vec{k}$  в области интегрирования). Таким образом получено с точностью до ортогональной составляющей продолжение гармонической функции, заданной в  $N$  точках полупространства. Подставляя найденное значение  $f(l, m)$  в исходную формулу, получаем решение, пригодное для определения температуры любой точки подстилающей среды.

При расчете температурного поля Д. В. Редозубов рекомендует поверхность  $S$  разбить на прямоугольники с постоянной температурой и со сторонами, параллельными выбранной системе координат. В этом случае доля теплового влияния квадрата с температурой  $T_i$  на точку  $M$  с координатами  $x, y, z$  выражается формулой

$$t_i = \frac{T_i}{2\pi} \left[ \operatorname{arctg} \frac{(b_i + \Delta b_i - y)(a - x)}{z \sqrt{(a - x)^2 + (b_i + \Delta b_i - y)^2 + z^2}} - \right. \\ \left. - \operatorname{arctg} \frac{(b_i - y)(a - x)}{z \sqrt{(a - x)^2 + (b_i - y)^2 + z^2}} \right] \Big|_{a_i}^{a_i + \Delta a_i},$$

где  $a$  и  $b$  — координаты точки прямоугольника  $S_i$  с вершинами  $(a_i, b_i)$ ,  $(a_i + \Delta a_i, b_i)$ ,  $(a_i + \Delta a_i, b_i + \Delta b_i)$ ,  $(a_i, b_i + \Delta b_i)$ .

Температура в точке  $M$  определяется влиянием всех прямоугольников области  $S$ . С учетом геотермического градиента

$$t = \sum_{i=1}^{\infty} t_i + \Gamma z.$$

Для окружных водоемов, замкнутых депрессий и отдельных понижений на участках сливающейся мерзлоты в ряде случаев можно считать температуру постоянной внутри концентрических окружностей радиусом  $R_i$  ( $i = 1, 2, \dots, N$ ), и тогда [134]

$$t(z) = \Gamma z + t_1 + \sum_{i=2}^N (t_i - t_{i-1}) z / \sqrt{R_{i-1}^2 + z^2}.$$

Предложенная Д. В. Редозубовым схема вычислений температурного поля не учитывает неоднородности среды и наличия источников тепла. Задача определения морфологии массивов при неизменстве температуры земной поверхности, вызывающем образование и деградацию многолетней мерзлоты, обычно решается с учетом многих факторов на ЭВМ или с помощью гидроинтегратора системы Лукиянова.

Вековые климатические воздействия на тепловое состояние верхней части земной коры севера Западно-Сибирской низменности — одной из нефтегазоносных провинций СССР — изучал А. А. Шарбатян [181]. Им были рассмотрены три варианта образования и деградации многолетней мерзлоты. За основу расчета брались кривые векового хода среднегодовых солнечных \* температур, построенные М. Миланковичем [102] с учетом среднемноголетней температуры земной поверхности за последнее тысячелетие и палеоклиматических особенностей районов.

При расчетах А. А. Шарбатян принял следующие значения теплового поля и физических свойств горных пород. Тепловой поток из недр Земли считался постоянным; геотермический градиент  $\Gamma = 1,25 \cdot 10^{-2}$  К/м, плотность пород  $\rho = 1850$  кг/м<sup>3</sup>, объемная теплоемкость мерзлых и талых пород  $c_0 = 2,1 \cdot 10^6$  Дж/(м<sup>3</sup> · К), коэффициент теплопроводности талых пород  $\lambda_t = 1,74$ , мерзлых  $\lambda_m = 2,61$  Вт/(м · К), льдистость  $i = 1$ , влажность  $W = 12$ ; 12 и 25% соответственно для каждого из трех вариантов.

В первом варианте (рис. 55, а) была выбрана завышенная амплитуда колебаний температуры поверхности Земли с учетом резкого похолодания климата Западно-Сибирской низменности в зырянское и сартанское время и потепления в межледниковый период. При рассмотренных условиях многолетняя мерзлота распространилась в течение 70—80 тыс. лет до глубины, превышающей 400 м, а отошла за 35—40 тыс. лет под воздействием тепла из недр Земли при средней межледниковой температуре земной поверхности 0° С.

Согласно проведенным исследованиям деградация многолетней мерзлоты происходит быстрее при совместном влиянии тепла, поступающего из недр и с поверхности Земли. Например, та же многолетняя мерзлота полностью исчезает в межледниковый период за 15—20 тыс. лет при температуре поверхности Земли 2—2,5° С. При этом следует учесть, что при расчетах А. А. Шарбатян использовал заниженные для Западно-Сибирской низменности значения геотермического градиента [164].

Второй вариант (рис. 55, б) был рассчитан, чтобы объяснить образование мерзлых толщ мощностью 200—250 м за более короткое время. Температура поверхности Земли взята в соответствии с вековым ходом солнечных

\* Солнечной (математической) температурой называется фиктивная температура поверхности земного шара, определенная на основании вычисления пространственного и временного распределения солнечной радиации.

температура на  $65^{\circ}$  с. ш. Средняя многолетняя температура поверхности Земли за последнее тысячелетие принята  $-2,5^{\circ}$  С. Полученные результаты хорошо согласуются с существующей мощностью многолетней мерзлоты.

Третий вариант (рис. 55, б) рассчитан для выяснения причин существования мерзлой толщи на глубинах 400 м и более. При этом учитывались накопленные за 245 тыс. лет осадки мощностью 75 м, влажность которых принята 25%, льдистость около 1; допускалось также потепление климата. Температурный максимум, продолжавшийся в течение 10 тыс. лет, мог вызвать протаивание сверху на глубину 100 м.

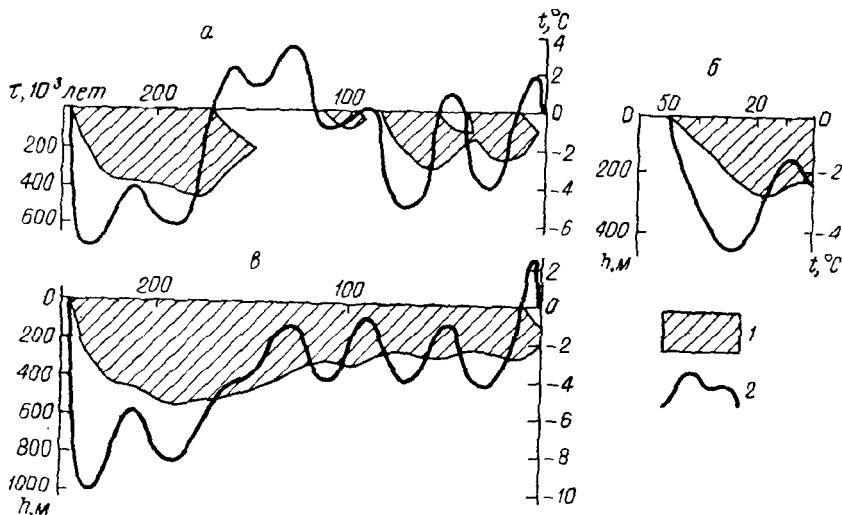


Рис. 55. Изменение мощности многолетней мерзлоты в зависимости от векового хода температуры поверхности Земли [181].

1 — многолетнемерзлые породы; 2 — вековой ход температуры.

Приведенные результаты расчета мощности и морфологии мерзлых толщ получены без учета физико-географических, гидрологических, гидрогеологических, геологических и прочих особенностей района, а также конвективного теплообмена между поверхностью Земли и атмосферой, условий теплоизоляции поверхности, конденсации и испарения влаги и прочих факторов. Однако для выяснения общих закономерностей влияния вековых колебаний климата на тепловое состояние верхней части земной коры и на динамику многолетнемерзлых пород на огромной территории за большой промежуток времени многие явления можно не принимать во внимание и пользоваться осредненными величинами. Более детально закономерности теплового поля геокриозоны рассмотрены в работе [117].

## § 19. Влияние производственной деятельности человека на тепловое состояние приповерхностной толщи

Строительство городов, поселков, промышленных сооружений, аэропортов, железнных и шоссейных дорог, каналов, водохранилищ, развитие лесопосадок и сельского хозяйства, разработка полезных ископаемых, устройство подземных магистралей связанны с удалением растительного покрова, изменением поверхности рельефа, состава грунтов и их влажности, дренированием или обводнением, нарушением термического режима приповерхностной толщи и микроклимата, а также с образованием чаши оттаивания в многолетней мерзлоте под сооружениями. Наибольшее искажение приповерхностной толщи и микроклимата наблюдается на территории крупных городов с промышленными энергетическими производствами.

В центральной части города, занимающего большую территорию, температура приповерхностной толщи [176]

$$t_1(z, \tau) = \frac{z}{2\sqrt{\pi a}} \sum_i \int_0^{\tau_i} f(l_i) \left\{ \exp \left[ -\frac{z^2}{4a(\tau - l_i)} \right] \right\} / (\tau - l_i)^{-1/2} dl_i,$$

где  $\tau$  и  $\tau_i$  — время наблюдения и появления  $i$ -го источника тепла.

Полагая  $f(l_i) = \mu_i \tau_i$ , имеем

$$t_1(z, \tau) = 4 \sum_i \mu_i \tau_i i^2 \operatorname{erfc} \left\{ z / \left[ 2\sqrt{a(\tau - \tau_i)} \right] \right\},$$

где  $i^2 \operatorname{erfc} x = (1/4)(\operatorname{erfc} x - 2x \operatorname{i erf} x)$ ;  $\mu_i$  — темп возрастания температуры поверхности Земли от  $i$ -го источника тепла.

От первого источника температура

$$t_1(z, \tau) = 4\mu_1 \tau_1 i^2 \operatorname{erfc} \left[ z / (2\sqrt{a\tau}) \right].$$

При изменении энергии источников тепла по косинусоидальному закону [144]

$$t_2(z, \tau) = \sum_j t_j \left\{ \exp \left( -z \sqrt{\frac{\omega_j}{2a}} \right) \cos \left[ \omega_j (\tau - \tau_j) - \right. \right. \\ \left. \left. - z \sqrt{\frac{\omega_j}{2a}} \right] - \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} \exp [-l(\tau - \tau_j)] \sin z \sqrt{\frac{l}{a}} \cdot \frac{l dl}{l^2 + \omega_j^2} \right\},$$

где  $t_j$  — амплитуда колебаний температуры при  $z = 0$ ;  $\omega_j$  — циклическая частота  $j$ -го источника тепла.

При совместном воздействии источников имеем

$$t(z, \tau) = t_1(z, \tau) + t_2(z, \tau).$$

Глубина затухания колебаний температуры в приповерхностной толще зависит при прочих равных условиях от температуропроводности пород и закона выделения тепла источниками. Так, для условий центра Ленинграда затухание колебаний температуры наблюдается на глубинах, превышающих 80 м.

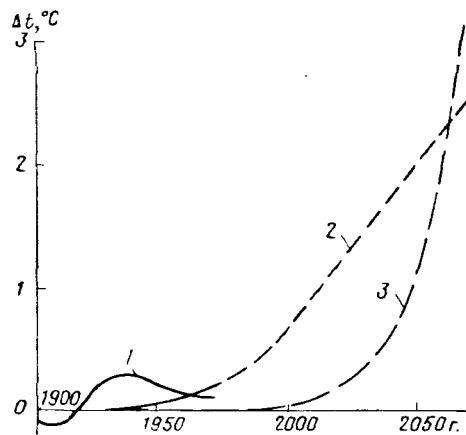


Рис. 56. Вековой ход аномалий температуры воздуха у земной поверхности [13].

1 — данные наблюдений; изменения, обусловленные: 2 — повышением концентрации углекислого газа, 3 — ростом производства энергии.

может вызвать необратимые процессы: повышение температуры атмосферы, деградацию многолетней мерзлоты и таяние ледников.

## § 20. Вычисление температуры поверхности покрытий аэродромов (дорог) на многолетней мерзлоте

Прогноз термического режима покрытий аэродромов (дорог) зависит от точности определения температуры их поверхности. В. И. Иванов [49] для расчета этой температуры предложил формулу с коэффициентом корреляции 0,95:

$$t_n = t^* + (R - 0,57Q^* + 52)/k_n,$$

где  $t^* = t_b + (2\sigma_b)_{\max}$ ;  $t_b$  — среднемесячная температура воздуха;  $(2\sigma_b)_{\max}$  — максимальная удвоенная погрешность;  $R$  — радиационный баланс [ $\text{ккал}/(\text{ч} \cdot \text{м}^2 \cdot {}^\circ\text{C})$ ] при разных альбедо  $\alpha$  поверхности (для асфальтобетона и черного щебня  $\alpha = 0,1$ , для бетона, цементогрунта, щебня  $\alpha = 0,2$ );  $R = 0,71Q_c - 18$  при  $0,07 \leq \alpha \leq 0,34$ ;  $R = 0,70Q_c - 38$  при  $0,17 \leq \alpha \leq 0,34$ ;  $Q^* = Q_c + (2\sigma_p)_{\max}$  — расчетная среднемесячная суммарная радиация;  $Q_c$  среднемесячная суммарная радиация,  $\text{ккал}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$  (рис. 57);

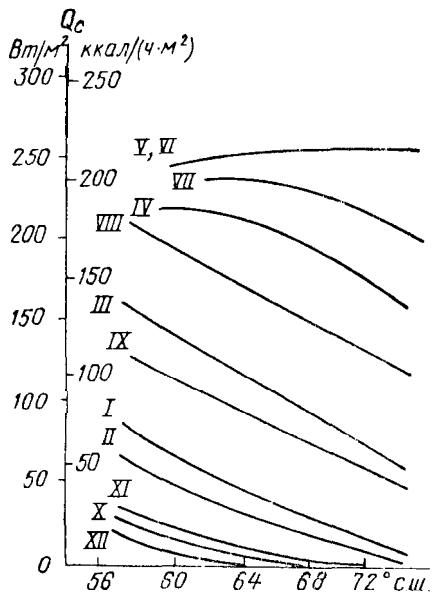


Рис. 57. Зависимость среднемесячной суммарной радиации от географической широты для разных месяцев года [49].

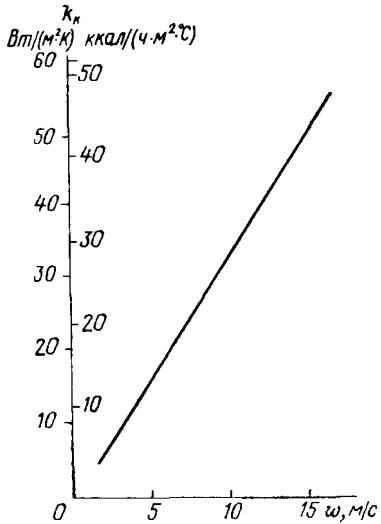


Рис. 58. Зависимость коэффициента теплообмена конвекцией от скорости ветра [49].

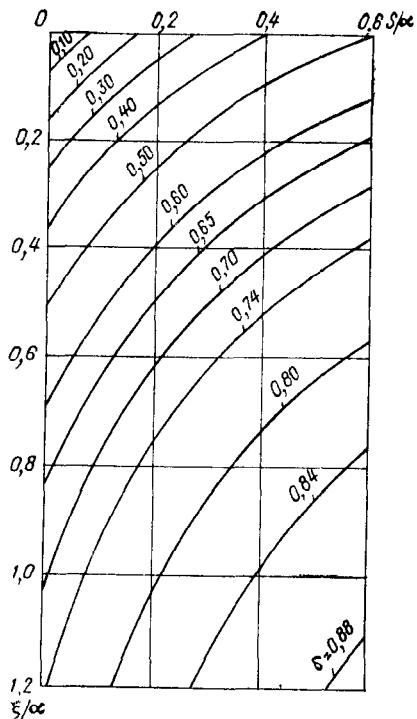


Рис. 59. Номограмма для вычисления части промерзания [117].

$(2\sigma_p)_{\max}$  — удвоенная максимальная погрешность;  $k_k = 2,1w^{1,16}$ ;  $w$  — скорость ветра на уровне флюгера, м/с (рис. 58).

Приведем значения максимальных удвоенных погрешностей [49].

Месяц	$(2\sigma_v)_{\max}$	$(2\sigma_p)_{\max}$	Месяц	$(2\sigma_v)_{\max}$	$(2\sigma_p)_{\max}$
I	9,9	2	VII	5,2	41
II	10,8	5	VIII	3,4	33
III	10,1	15	IX	3,6	22
IV	8,0	40	X	6,1	10
V	4,6	36	XI	8,6	10
VI	3,1	45	XII	10,0	1

## § 21. Определение глубины чаши оттаивания под зданиями

Наибольшую глубину чаши оттаивания под зданиями в однородной изотропной толще можно определить с использованием

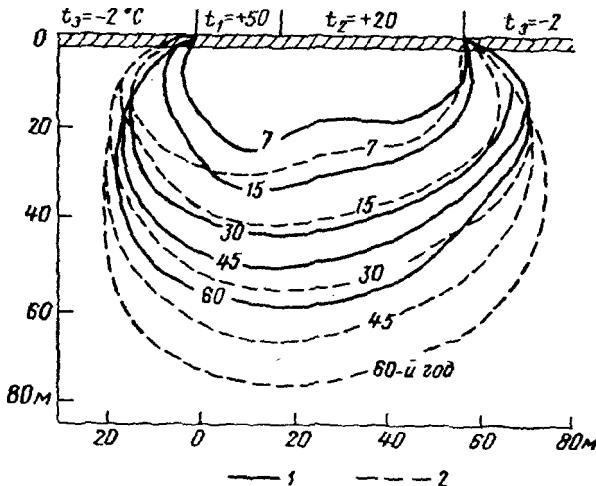


Рис. 60. Границы протаивания пород во времени под промышленными зданиями с положительными температурами.

Влажность пород в первом и подстилающем слое: 1 — 6 и 3%, 2 — 18 и 9%.

номограммы (рис. 59), на которой нанесена зависимость  $\xi/\alpha$  от  $S/\alpha$  при постоянных значениях

$$\delta = (\lambda_r t_3 - \lambda_m t_0) / [\lambda_r t_3 - \lambda_m t(0)],$$

где  $t_3$ ,  $t(0)$  и  $t_0$  — температура соответственно в здании, на поверхности земли и начала замерзания пород;  $\xi$  — глубина оттаивания;  $S = \lambda_r R$ ;  $R = h/\lambda$  — термическое сопротивление пола;  $h$  и  $\lambda$  — толщина и коэффициент теплопроводности пола здания.

По пограмме находят наибольшую глубину оттаивания под серединой здания. Для прогнозирования устойчивости здания необходимо выявить динамику оттаивания по его периметру, что позволит выбрать оптимальный вариант фундамента. На рис. 60 приведена динамика температурного поля в двухслойной многослойнemerзлой толще мощностью 160 м под зданием больших размеров с неравномерным тепловыделением через пол.

Скорость оттаивания при прочих равных условиях зависит от времени оттаивания и от влажности пород. Так, при влажности пород в верхнем 3-метровом слое 18% и нижнем 6% скорость оттаивания равна 9 м/год в первом году и уменьшается до 0,4—0,5 м/год к 60-му году. Полностью породы оттают за 300 лет.

## ТЕРМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Распределение теплового поля в земной коре при прочих равных условиях зависит от состава и физических свойств горных пород, от их происхождения и дальнейшего преобразования (диагенез, метаморфизм, выветривание), т. е. от литологической характеристики, возраста пород и структурно-тектонического строения района. Существование такой связи позволяет использовать геотермограммы и диаграммы геотермического градиента для литологического расчленения разрезов скважин, выявления геологического строения района и решения других задач. В благоприятных условиях при постоянстве литологической характеристики (геотермических свойств) отдельных стратиграфических единиц разреза по геотермическим данным можно уточнить стратиграфическое расчленение и провести геотермическую корреляцию в региональном масштабе [39].

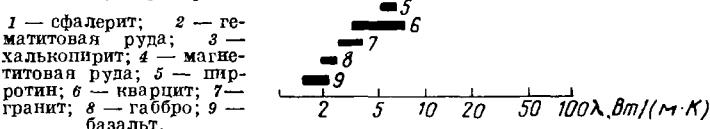
Термическая характеристика горных пород в основном определяется физическими свойствами, зависящими от их структурно-текстурных особенностей, свойств породообразующих минералов и среды, заполняющей пространство между минералами. Роль этих факторов неодинакова. В одних случаях основное воздействие на термическую характеристику оказывает вещественный состав пород, в других первостепенную роль играет влажность или плотность. Термические свойства, как и литологическая характеристика пород, зависят также от температуры, давления и прочих факторов. В связи с этим термические свойства горных пород являются функциями многих переменных.

При изучении геологических разрезов наблюдается термическая микро- и макроанизотропия. Микроанизотропия существует в горных породах одной литологической характеристики. Макроанизотропия может возникнуть в больших толщах, представленных чередованием относительно тонких пластов изотропных пород разной теплопроводности и литологии, а также в толщах, содержащих водоносные комплексы. К изотропным относятся многие магматические и метаморфические породы, а также некоторые осадочные,

к анизотропным — преимущественно осадочные и метаморфические с выраженной сланцеватостью.

У большинства изверженных пород, имеющих неоднородный состав и структуру, а также и у многих осадочных (известняки, конгломераты, валунно-галечные отложения и др.) термические свойства неодинаковы в разных направлениях. Понятие термической неоднородности зависит от объема изучаемых пород. Микроскопически неоднородные породы могут быть практически однородными в больших объемах. Термические свойства не являются постоянными для одной

Рис. 61. Теплопроводность минералов, руд и горных пород  
Швеции [206].



и той же породы. Это несколько снижает ценность точных определений термических параметров отдельных образцов для практических целей. Однако поскольку термические свойства воздействуют на интенсивность переноса тепла, формирование полей температуры и позволяют решать ряд практических и теоретических задач, изучение этих свойств имеет важное значение в геотермии.

Горные породы являются многокомпонентными средами и состоят из большего количества частиц (минералов) и пор различной формы и размеров. Поры могут быть заполнены нефтью, газами и водой, находящейся в разном агрегатном состоянии. Все это влияет на значение термических параметров каждого исследуемого образца, поэтому для изучения термических свойств породы необходимы массовые определения со статистической обработкой получаемых данных.

Термические свойства для одной и той же породы не являются постоянными. Даже образцы, взятые из одного пласта, но на разных глубинах, не обладают одинаковыми свойствами. Расхождение значений термических свойств в основном вызывается неоднородностью горной породы и погрешностями измерений. По этой причине табличные данные позволяют выяснить главным образом различие термических свойств минералов, руд, горных пород и диапазон их изменения (рис. 61).

В породах, слагающих земную кору, передача тепла осуществляется путем теплопередачи, конвекции и лучиспускания. Анализ этих процессов в общем виде затруднен влиянием структурно-текстурных особенностей пород, минералогического состава, а также зависимостью термических свойств от температуры, влажности, пористости и прочих факторов. В связи с этим при выводе формул для расчета термических свойств горной породы необходимо большое количество сведений о ее структурно-текстурных особенностях, способе контактирования включений (зерен) и механизме теплопередачи. Эти сведения известны не всегда. Учитывая всю сложность вывода таких формул, рассмотрим теоретические закономерности для наиболее простых сред и экспериментальные зависимости, полученные для горных пород в лабораторных условиях

## § 22. Теплопроводность

В твердых телах тепло распространяется по закону Фурье:

$$q = \lambda_{\text{эфф}} \text{grad } t,$$

где  $q$  — плотность теплового потока;  $\lambda_{\text{эфф}} = \lambda_{\text{к}} + \lambda_{\text{кв}} + \lambda_{\text{л}}$  — коэффициент эффективной теплопроводности;  $\lambda_{\text{к}}$ ,  $\lambda_{\text{кв}}$  и  $\lambda_{\text{л}}$  — коэффициенты соответственно кондуктивной, конвективной и лучистой теплопроводности.

Кондуктивная теплопроводность определяется электронами проводимости и колебаниями атомов кристаллической решетки. При интерференции этих колебаний образуются волновые пакеты-фононы. Расчет показывает, что электронная теплопроводность минералов с удельным электрическим сопротивлением от  $10^{-3}$  до  $10^{20}$  Ом·м при температуре 291,15 К ( $18^{\circ}\text{C}$ ) не превышает  $10^{-2}$  Вт/(м·К). По этой причине основным механизмом кондуктивной передачи тепла в горных породах является фононная теплопроводность.

Фононная теплопроводность зависит от механических свойств горных пород, так как

$$\lambda = v / [D(3T - \vartheta)],$$

где  $v$  — скорость распространения упругих волн;  $D$  — коэффициент, имеющий близкие значения для тел с одинаковым характером химических связей и типом кристаллической решетки;  $T$  — абсолютная температура;  $\vartheta$  — характеристическая температура,

$$\vartheta = 1,8 \cdot 10^{-3} / \sqrt[6]{M^2 \rho x^3};$$

$M$  — средняя атомная масса;  $\rho$  — плотность;  $x$  — коэффициент сжимаемости.

Свободная конвекция, по данным А. Ф. Чудновского [180], возникает в прослойках толще 10 мм при перепаде температуры 0,3° С и выше, а в прослойках тоньше 5 мм конвекция практически отсутствует при температурных перепадах до 100° С. Лучистая теплопроводность для дисперсных сред, находящихся в естественных температурных условиях, не превышает 1% от общего теплопереноса [53].

Во всех горных породах, залегающих в самой верхней части щемной коры, основным механизмом теплопередачи является кондуктивная теплопроводность. Тепло передается непосредственно от частицы к частице породы или через разделяющую промежуточную среду (цемент, газ, жидкость). Качественный и количественный анализ процесса кондуктивной теплопроводности в общем виде осложнен структурно-текстурными особенностями и составом пород, наличием в них пор, трещин, газа, нефти, свободной и связанной воды.

Чтобы установить общие закономерности, рассмотрим влияние на коэффициент кондуктивной теплопроводности таких факторов, как форма, содержание и ориентировка зерен. Отметим, что в общем случае коэффициент теплопроводности — тензорная величина.

Горные породы в первом приближении можно рассматривать как среды, состоящие из двух компонентов с коэффициентами теплопроводности  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$ . Для равномерно распределенных и одинаково ориентированных равных частиц кубической формы, обладающих теплопроводностью  $\lambda_2$  и занимающих  $1-m$  долей объема среды теплопроводностью  $\lambda_1$ , при потоке: перпендикулярном к грани

$$\lambda_{\perp} = \lambda_1 \frac{m(1-m)(2-m)\lambda_1 + [1-m(1-m)(2-m)]\lambda_2}{(1-m)\lambda_1 + m\lambda_2}, \quad (78)$$

параллельном грани

$$\lambda_{\parallel} = \frac{m(1-m)\lambda_1 + [1-m(1-\sqrt{2m})]\lambda_2}{(1-m)\lambda_1 + \sqrt{2m}\lambda_2}. \quad (79)$$

Для бетона, состоящего из  $m = 0,1$  цемента теплопроводностью  $\lambda_2 = 1,16$  и заполнителя (кварцита) теплопроводностью  $\lambda_1 = 4,64$  Вт/(м·К), коэффициент  $\lambda_{\perp} = 3,12$  и  $\lambda_{\parallel} = 2,95$  Вт/(м·К). Теплопроводность в направлении, перпендикулярном к граням, выше на 5,8%, так как тепловой поток проходит меньший путь по включениям низкой теплопроводности.

Для частиц правильной тетрагональной дипирамидной формы (две пирамиды с общим основанием в виде квадрата, сторона которого равна высоте  $h$  дипирамиды), с центрами, расположенными в углах кубической решетки, при потоке, направленном по оси дипирамиды [103],

$$\lambda = \frac{\lambda_1 \sqrt{\lambda_2 - \lambda_1}}{(1-l) \sqrt{\lambda_2 - \lambda_1} + \lambda_1 \operatorname{arctg}(\lambda_1 l \sqrt{\lambda_2 - \lambda_1})}.$$

где  $l = h/R$ ;  $R$  — расстояние между центрами равномерно расположенных частиц.

В случае включений в виде вытянутых эллипсоидов вращения коэффициент теплопроводности: поперек иголок

$$\lambda_{\perp} = \lambda_1 \frac{m\lambda_1 + (2-m)\lambda_2}{(2-m)\lambda_1 + m\lambda_2};$$

вдоль иголок

$$\lambda_{\parallel} = m\lambda_1 + (1-m)\lambda_2.$$

При пластинчатых включениях (предельно сплюснутые эллипсоиды вращения):

вкrest эллипсоидов

$$\lambda_{\perp} = \frac{\lambda_1 \lambda_2}{(1-m)\lambda_1 + m\lambda_2}; \quad (80)$$

по простиранию эллипсоидов

$$\lambda_{\parallel} = m\lambda_1 + (1-m)\lambda_2. \quad (81)$$

При сферических включениях

$$\lambda = \lambda_1 \frac{-2m\lambda_1 + (3+2m)\lambda_2}{(3-m)\lambda_1 + m\lambda_2}.$$

Приведенные выражения показывают, что при одинаковой ориентировке вытянутых (сплюснутых) включений среда (горная порода) становится анизотропной, при отсутствии преимущественной ориентировки зерен — изотропной. Анизотропия уменьшается с убыванием содержания включений.

Теплопроводность среды зависит в основном от содержания и теплопроводности включения, от направления потока и в меньшей степени от формы включений. Значения теплопроводности сред с различными формами и содержанием включений находятся в интервале значений теплопроводности сред со сферическими и кубическими включениями при потоке, перпендикулярном к граням.

В неоднородных плотных породах минералы, скрепленные цементом, распределены неравномерно. В случае одинаковой теплопроводности минералов и отличной от нее теплопроводности цемента коэффициент теплопроводности такой породы можно в первом приближении вычислить по формуле

$$\lambda = a\lambda_1 + b\lambda_2,$$

где  $a + b = 1$ ;  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  — коэффициенты теплопроводности минералов и цемента.

Эта формула может быть использована для вычисления в первом приближении теплопроводности пористо-трещиноватых пород при полном заполнении пор и трещин водой (нефтью, газом).

Для бетонов, частицы заполнителя которых имеют неправильную форму, а содержание цемента по объему составляет 15—25% при отсутствии экспериментальных данных А. Миснар [103] рекомендует использовать среднее значение коэффициентов теплопроводности составляющих компонентов:

$$\lambda = (\lambda_1 + \lambda_2)/2.$$

Теплопроводность плотного бетона можно определить по номограмме (рис. 62), если известны содержание цемента, теплопроводность цемента и заполнителя.

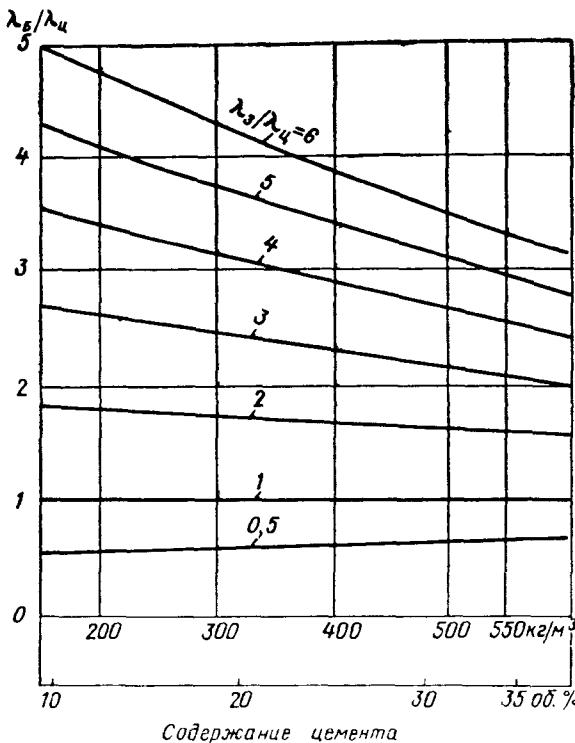


Рис. 62. Номограмма для определения коэффициента теплопроводности бетона [103].

Коэффициент теплопроводности слоистой среды с плоскими параллельными границами раздела: перпендикулярно к напластованию

$$\lambda_{\perp} = \frac{\lambda_1 \lambda_2}{(1-m) \lambda_1 + m \lambda_2}; \quad (82)$$

по напластованию

$$\lambda_{\parallel} = m \lambda_1 + (1-m) \lambda_2, \quad (83)$$

где  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  — коэффициенты теплопроводности слоев мощностью соответственно  $h_1 = \sum_{i=1}^{n_1} h_i$  и  $h_2 = \sum_{i=1}^{n_2} h_i$ ;  $n_1$  и  $n_2$  — количество слоев;  $m = h_1/(h_1 + h_2)$ .

Выражения (82) и (83) аналогичны формулам (80) и (81). Отсюда следует, что при постоянном значении  $m$  теплопроводность сред с ориентированными в одном направлении пластинчатыми включениями и представленных переслаиванием тонких слоев с коэффициентами  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  одинакова.

Несколько сложнее вычислить коэффициент теплопроводности среды под углом  $\varphi$  к простиранию включений, если  $\varphi \neq 0$  и  $90^\circ$ . В этом случае

$$\lambda = \sqrt{\lambda_n^2 \sin^2 \varphi + \lambda_\tau^2 \cos^2 \varphi}, \quad (84)$$

где  $\lambda_n$  и  $\lambda_\tau$  — коэффициенты теплопроводности поперек и вдоль включений.

По формуле (84) можно получить коэффициент теплопроводности толщ под любым углом к их простиранию. Более подробное изложение теоретических основ теплопроводности многокомпонентных сред дано в работах [1, 33—36, 52, 53, 56, 58, 68, 103, 104, 106, 122, 125, 142, 143].

Из приведенных закономерностей можно сделать следующие выводы.

1. Коэффициент теплопроводности сред зависит в основном от содержания включений, а не от их формы.

2. С увеличением содержания компонента с коэффициентом  $\lambda_1$  теплопроводность сред приближается к теплопроводности этого компонента.

3. Продольная теплопроводность сред, состоящих из ориентированных в одном направлении включений (игольчатые, пластинчатые) и из переслаивания параллельных слоев, при соответственно равных значениях  $m$  и  $\lambda_2/\lambda_1$  одинакова.

4. Наибольшую теплопроводность среда имеет по простиранию одинаково ориентированных зерен и наименьшую — вкrest их простирания.

Теплопроводность горных пород (сред) зависит также от плотности минералов (компонентов), температуры, структуры, влажности, минерализации пластовых вод, давления, вынужденной конвекции жидкости (газа) и прочих факторов. Для учета влияния плотности компонентов, слагающих среду, в формулах теплопроводности следует заменить коэффициент  $m$  выражением  $(\rho - \rho_2)/(\rho_1 - \rho_2)$ , где  $\rho$ ,  $\rho_1$  и  $\rho_2$  — плотность соответственно среды, первого и второго компонентов. Согласно этим выражениям теплопроводность возрастает с увеличением плотности компонентов.

Приведенные теоретические закономерности в основном согласуются с экспериментальными данными для горных пород.

Некоторое несовпадение объясняется более сложным строением и неоднородностью пород. Горные породы не всегда аналогичны по своему строению идеализированным средам. Теплопроводность сложных неоднородных сред не поддается расчету. Поэтому в практике используют зависимости теплопроводности от различных факторов, установленные на основании экспериментальных данных. Наиболее изучены в этом отношении угли, строительные и сыпучие материалы, которые либо являются горными породами, либо состоят из порообразующих минералов. Существующие закономерности позволяют выявить влияние размера пор, гранулометрического состава, температуры и влажности на теплопроводность [53].

В ячеистых сухих материалах паряду с крупными порами имеются мелкие, которые являются теплоизоляторами, понижающими теплопроводность сред. Для сред одинаковой плотности с увеличением размера крупных пор уменьшается количество мелких пор и соответственно повышается теплопроводность. На теплопроводность сухих материалов плотность оказывает большее влияние, чем размер зерен и пор. При этом с увеличением плотности сначала сравнительно быстро уменьшается объем крупных пор, наполненных газом (воздухом), обладающим низкой теплопроводностью, а затем более медленно сокращается объем мелких пор.

На теплопроводность материалов и горных пород заметно влияет природа газа. Так, по исследованиям Т. Шумонна и Ф. Фосса [1], теплопроводность дробленого угля с коэффициентом пористости 44% в атмосфере водорода и воздуха соответственно равна 0,292 и 0,135 Вт/(м·К). Заполнение пор веществом с большой теплопроводностью ( $\lambda_{\text{водорода}}/\lambda_{\text{воздуха}} = 7$ ) приводит к увеличению теплопроводности горных пород.

Теплопроводность пород зависит также от их температуры и структуры (табл. 7). С повышением температуры теплопроводность пород полнокристаллической структуры приближается к теплопроводности аморфной среды. При температуре плавления (1200—1400 К) теплопроводность многих горных пород близка к 1,09—2,32 Вт/(м·К). В отдельных интервалах температур коэффициент теплопроводности горных пород изменяется по линейному закону:

$$\lambda(t) = \lambda(t_0) + \delta(t - t_0) = \lambda(t_0)[1 + \beta(t - t_0)],$$

где  $\delta = \lambda(t_0)\beta$ ;  $\beta$  — температурный коэффициент теплопроводности.

Для разных интервалов температур и разных пород  $\beta$  изменяется от 0,001 до 0,003 К<sup>-1</sup>. Для углей разной степени метаморфизма в интервале температур от 20 до 1000° С коэффициент  $\beta = 0,002$  К<sup>-1</sup>. На значения коэффициента  $\delta$  влияют плотность и пористость среды, объем пор и гранулометрический состав. С увеличением плотности и температуры этот коэффициент воз-

растает в связи с уменьшением объема пор и увеличением коэффициента теплопроводности газа, заполняющего поровое пространство.

Т а б л и ц а 7

Коэффициент теплопроводности [Вт/(м·К)] изверженных горных пород различной структуры

Структура	При температуре 293,15 К (20°С)	Относительное изменение в интервале температур 273,15—773,15 К, %
Зернистая	2,7—3,5	(-15)–(+20)
Офитовая	2,3—3,0	-(5÷15)
Микрзернистая	2,1—2,6	(+5)–(-5)
Микрокристаллическая	1,6—2,1	+(5÷15)
Аморфная	1,5—1,9	+(15÷20)

По исследованиям Р. И. Кутаса и В. В. Гордиенко [69], зависимость теплопроводности осадочных и кристаллических пород от температуры неодинаковая. Теплопроводность глин, песчаников, мергелей и известняков в интервале 273,15—573,15 К (0—300° С) подчиняется зависимости

$$\lambda(t) = \lambda_1 - (\lambda_1 - 1,38) \left[ \exp \left( 0,725 \frac{t - 293,15}{t + 403,15} \right) - 1 \right],$$

где  $\lambda_1$  — теплопроводность при 293,15 К (20° С).

Различие теплопроводности осадочных горных пород при повышении температуры определяется в основном значением  $\lambda_1$ .

Теплопроводность гранитов, сиенитов, диоритов, базальтов, диабазов, габбро, анортитов, перидотитов, гиперстенов, пироксенитов, дунитов, гнейсов и кристаллических сланцев в интервале температуры 293,15—873,15 К (20—600° С) изменяется по закону

$$\lambda(t) = \lambda_1 - (\lambda_1 - 2,01) \left( \exp \frac{t - 293,15}{t + 403,15} - 1 \right).$$

Вычисленные значения коэффициента теплопроводности горных пород отличаются от наблюденных на 5—10%.

Поведение теплопроводности горных пород с изменением температуры определяется зависимостью  $\lambda(t)$  порообразующих минералов. Многие осадочные породы состоят из разной смеси частиц низкой (глины) и высокой (известняки, песчаники) теплопроводности.

Надо отметить, что многие породы в процессе своего существования подвергаются нагреванию и охлаждению. При этом в некоторых из них происходят необратимые процессы, влияющие на теплопроводность. У кристаллических пород, содержащих стекло

и глинистый магнетит, может наблюдаться даже увеличение теплопроводности с ростом температуры. Все это вызывает отклонение от приведенных закономерностей. Теплопроводность горных пород зависит и от влажности. Определить теоретическим путем коэффициент теплопроводности влажных сред значительно сложнее, чем сухих, так как отсутствуют четкие представления о характере распределения влаги в порах и, кроме того, нет полных сведений о формах связи влаги с твердой фазой, а также о природе сил связи на разных стадиях увлажнения. Об отсутствии единых представлений в этой области говорят и многочисленные классификации форм влаги, предложенные в последние годы. О значительном влиянии влажности свидетельствует тот факт, что для влажных город коэффициент теплопроводности значительно выше, чем для твердой и жидкой фаз в отдельности. Например, для влажного кирпича  $\lambda = 1,04$ , сухого 0,35, воды 0,58 Вт/(м·К) [74].

Одной из причин такого парадокса является то, что адсорбционно связанная влага по своим физическим свойствам отличается от свободной воды. Другая причина заключается в перемещении влаги при наличии градиента температуры по направлению теплового потока. Влага может перемещаться также и к участкам меньшей влажности, становясь при этом дополнительным передатчиком тепла. Все эти факторы очень осложняют вычисление теплопроводности влажных горных пород. Однако весьма важно выявить общие закономерности, основываясь на теоретическом рассмотрении влияния отдельных факторов, что имеет существенное значение при оценке порядка коэффициента теплопроводности влажных пород и изучения теплового поля земной коры.

Одним из результатов таких исследований является решение, полученное Г. И. Покровским и В. Г. Булычевым [125], в котором рассмотрена трехкомпонентная среда, состоящая из элементарных кубических ячеек с твердыми частицами, соприкасающимися с гранями куба. В месте контакта частиц концентрируется влага. Остальная часть куба заполнена газом (воздухом). Каждая частица сложена из двух одинаковых параболоидов вращения с высотой и максимальным радиусом, равными  $r_0$ , оси параболоидов совмещены. Общая поверхность частиц приближенно соответствует сферической. Решение дано при следующих ограничениях: тепловой поток распространяется прямолинейно во всех частях среды, направление потока совпадает с направлением прямых, соединяющих продольные оси смежных частиц, т. е. поток проходит последовательно через частицу и влагу.

Коэффициент теплопроводности такой среды [174]

$$\lambda = \pi \frac{\lambda_1 \lambda_2}{\lambda_2 - \lambda_1} \ln \left[ 1 + \left( \frac{\lambda_2}{\lambda_1} - 1 \right) \sqrt{\frac{3}{8} \cdot \frac{\rho_1}{\rho_2} W} \right],$$

где  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  — коэффициенты теплопроводности влаги и частицы;  $\rho_1$  и  $\rho_2$  — плотность влаги и частицы;  $W$  — влажность.

Пренебрегая членами выше первого порядка малости, для низкой влажности получаем

$$\lambda = \lambda_2 \pi \sqrt{\frac{3}{8} \cdot \frac{\rho_1}{\rho_2} W}.$$

При постоянных значениях  $\rho_1$ ,  $\rho_2$  и  $\lambda_2$  имеем

$$\lambda = A \sqrt{W}, \quad (85)$$

где  $A$  — постоянная, зависящая от плотности частиц и влаги, структурных особенностей среды и теплопроводности твердого компонента.

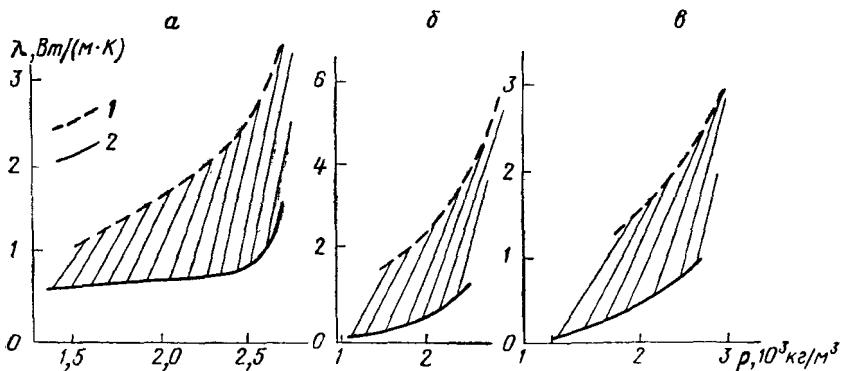


Рис. 63. Пределы изменения теплопроводности горных пород в зависимости от их влажности и плотности.

Породы: *а* — карбонатные, *б* — песчаные, *в* — глинистые; 1 — полностью насыщенные, 2 — абсолютно сухие.

Справедливость выражения (85) для углей доказана А. А. Агроскиным [1].

Известно другое выражение коэффициента теплопроводности:

$$\lambda = A \lg W + B,$$

где  $A$  и  $B$  — коэффициенты.

Согласно приведенным выражениям зависимость  $\lambda = f(W)$  нелинейна (рис. 63). При вычислении коэффициента теплопроводности влажных пород по этим формулам следует учитывать зависимость теплопроводности воды от температуры и давления, а также коэффициент, определяемый минерализацией и плотностью пластовых вод. Теплопроводность растворов солей понижается с увеличением минерализации. Для большинства растворов, состоящих из различных солей с общей концентрацией менее 40%, уменьшение коэффициента теплопроводности (табл. 8) можно вычислить с точностью 25% по формуле [143]

$$\Delta \lambda / \lambda_b = -0,8V,$$

где  $V$  — суммарная объемная концентрация растворенных солей;  $\lambda_b$  — коэффициент теплопроводности чистой воды.

Таблица 8

Относительное уменьшение (%) теплопроводности растворов солей

Концентрация солей (по массе)	Экспериментальное	Расчетное
10% $\text{NaCl} + 10\% \text{KCl}$	5,3	6,5
12% $\text{CaCl}_2 + 7\% \text{BaCl}_2$	5,3	4,9
10% $\text{KNO}_3 + 20\% \text{NaNO}_3$	7,2	8,2
16% $\text{Pb}(\text{NO}_3)_2 + 18\% \text{Sr}(\text{NO}_3)_2$	7,1	7,1
8% $\text{CuSO}_4 + 12\% \text{ZnSO}_4$	6,2	5,5

Для морской воды, в 1 кг которой содержится 0,39 г  $\text{Ca}$ , 1,26 г  $\text{Mg}$ , 9,9 г  $\text{Na}$ , 0,37 г  $\text{K}$ , 18,1 г  $\text{Cl}$  и 2,5 г  $\text{SO}_4$ , понижение коэффициента теплопроводности достигает 2%. Если  $V < 0,15$ , отношение  $\Delta\lambda/\lambda_b < 12\%$ .

Коэффициент теплопроводности большинства растворов при 293,15 К ( $20^\circ\text{C}$ ) в первом приближении может быть вычислен по формуле

$$\lambda = 0,607 (1 - 0,8V). \quad (86)$$

При концентрации раствора 30—40% его теплопроводность определяется по этой формуле с точностью 3%.

Ж. Ленуар [103] предложил вычислять изменение коэффициента теплопроводности жидкостей в зависимости от давления по формуле

$$\lambda_1/\lambda_2 = (p_1/p_2)^m = \varepsilon_1/\varepsilon_2, \quad (87)$$

где  $m = -2,94 t_R^4 + 3,77$ ;  $t_R = t/t_k$  — приведенная температура;  $t$  — абсолютная температура,  $t_k$  — абсолютная критическая температура;  $\varepsilon$  — коэффициент, зависящий от приведенной температуры  $t_R$  и приведенного давления  $p_R$  — отношения абсолютного давления  $p$  к абсолютному критическому  $p_k$ .

Для облегчения расчетов Ж. Ленуар предложил номограмму (рис. 64).

Определим коэффициент теплопроводности жидкого  $n$ -пентана при давлении  $26,08 \cdot 10^4$  Па ( $276 \text{ кгс/см}^2$ ) и температуре  $t = 303,15 \text{ K}$  ( $30^\circ\text{C}$ ), если при той же температуре и абсолютном давлении  $p = 13,73 \cdot 10^4$  Па ( $1,4 \text{ кгс/см}^2$ ) коэффициент  $\lambda_1 = 0,136 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$  [ $0,117 \text{ ккал/(ч} \cdot \text{м} \cdot {^\circ}\text{C)}$ ].

Критическая температура  $n$ -пентана  $t_k = 475 \text{ K}$ , критическое давление  $p_k = 3,19 \cdot 10^6$  Па ( $32,6 \text{ кгс/см}^2$ ). Приведенное давление  $p_{R1} = 0,04$ ,  $p_{R2} = 8,5$ , приведенная температура  $t_R = 0,64$ . Используя номограмму, получаем  $\varepsilon_1 = 12$  и  $\varepsilon_2 = 13,45$ .

По формуле (87) имеем

$$\lambda_2 = \lambda_1 (\varepsilon_2 / \varepsilon_1) = 0,136 \cdot 13,5 : 12 = 0,15 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К}).$$

Это значение совпадает с экспериментальным, определенным П. Бриджменом.

Коэффициент теплопроводности пластовой воды зависит от содержания сухого остатка [143]:

$$\lambda (Q_c) = 0,608 - 2,39 \cdot 10^{-4} Q_c,$$

где  $\lambda (Q_c)$  — теплопроводность воды при температуре 298,15 К (25° С).

Рассмотрим более подробно зависимость теплопроводности горных пород от влажности. Как уже отмечалось, эта зависимость

нелинейная и разная при разной температуре. При низкой положительной температуре возрастание содержания влаги в породах сначала вызывает повышение теплопроводности по закону, близкому к линейному, под воздействием увеличения роли диффузии насыщенного парами воздуха и смачивания поверхности пор. Затем при дальнейшем повышении влажности происходит вытеснение водой насыщенного парами воздуха из части пор, что вызывает замедление роста теплопроводности. При более высокой температуре на кривой зависимости теплопроводности от влажности наблюдается максимум, вызванный усилением влияния диффузии насыщенного парами воздуха

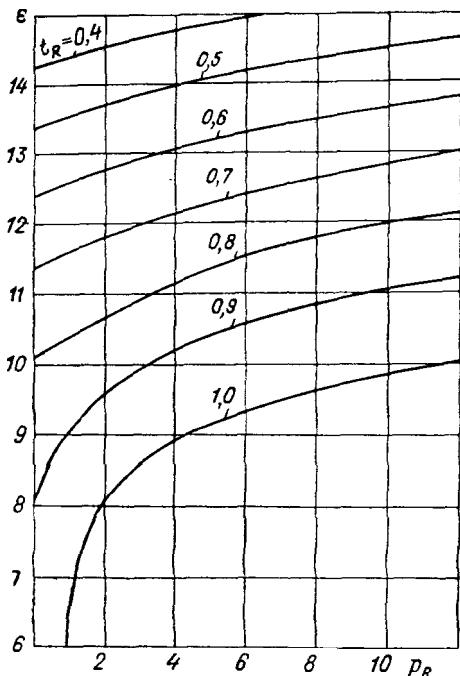


Рис. 64. Номограмма для определения коэффициента  $\varepsilon$  [103].

и теплопроводности воды. За максимумом теплопроводность понижается до асимптотического значения в связи с постепенным заполнением пор влагой.

При температуре промерзания (протаивания) кондуктивный коэффициент теплопроводности горных пород является функцией плотности скелета, влажности, температуры и изменения фазового состояния связанной воды [53]. В промерзающих (протаивающих) породах влагосодержание

$$W(t) = W_0 + A [(1 + B\Delta t + D\Delta t^2)^{-2} - 1],$$

где  $W(t)$  и  $W_0$  — влагосодержание при температуре  $t$  и  $t_h$  — начала замерзания;  $A$ ,  $B$  и  $D$  — параметры, зависящие от физических свойств пород;  $\Delta t = t - t_h$ .

С понижением температуры увеличивается содержание льда в порах горной породы, что вызывает повышение теплопроводности. Коэффициент кондуктивной теплопроводности мерзлых горных пород

$$\lambda(t) = \lambda_t + (\lambda_m - \lambda_t) [W(t)/W_0 - 1],$$

где  $\lambda_t$  и  $\lambda_m$  — коэффициенты теплопроводности талых и мерзлых пород.

Для глинистых пород после промерзания установлена линейная зависимость относительного приращения теплопроводности от влажности. Однако эта зависимость, предложенная разными исследователями, при одной и той же плотности скелета горных пород имеет разный вид. На основании обработки экспериментальных данных были получены следующие эмпирические формулы [52]:

для песчанистых пород

$$\Delta\lambda/\lambda = (\Delta\lambda/\lambda)_{5\%} + 0,0413 (W - 5\%),$$

для глинистых пород

$$\Delta\lambda = \Delta\lambda_{10\%} + 0,031 (W - 10\%).$$

Используя абсолютные и относительные приращения коэффициента теплопроводности, найденные экспериментальным путем при одном коэффициенте влажности, можно вычислить коэффициент теплопроводности мерзлых пород:

$$\lambda_m = \lambda_t + \Delta\lambda = \lambda_t (1 + \Delta\lambda/\lambda_t).$$

В остальных случаях рекомендуется использовать nomogramмы типа nomogramm Н. С. Иванова и Р. И. Гаврильева.

Коэффициент конвективной теплопроводности  $\lambda_{kv}$  определяется коэффициентами внутрипоровой свободной  $\lambda_c$  и вынужденной  $\lambda_b$  конвекции:

$$\lambda_{kv} = \lambda_c + \lambda_b.$$

Внутрипоровая свободная конвекция газа (жидкости) в крупнозернистых агрегатах и в крупносkeletalных горных породах характеризуется коэффициентом конвективной теплопроводности [5]:

$$\lambda_c = \beta \Delta t g \rho^2 k_n^3 c_p h / (9 S^2 \mu),$$

где  $\beta$  и  $\mu$  — коэффициент объемного расширения и динамическая вязкость газа (жидкости), заполняющего поры;  $\rho$  — его плотность;  $\Delta t$  — разность температуры в слое высотой  $h$ ;  $g$  — ускорение свободного падения;  $k_n$  — коэффициент пористости;  $c_p$  — удельная теплоемкость среды при постоянном давлении;  $S$  — площадь поверхности пор (зерен) в единице объема.

Процесс переноса тепла вынужденной конвекцией газа (жидкости) в крупносkeletalных горных породах характеризуется коэффициентом вынужденной конвекции

$$\lambda_v = \lambda_l + 4BGc_p/S,$$

где  $\lambda_l$  — коэффициент конвективной теплопроводности при ламинарном движении газа (жидкости);  $B$  — эмпирический коэффициент;  $G$  — массовая скорость потока.

Коэффициент конвективной теплопроводности при ламинарном движении газа (жидкости) зависит от формы порового пространства, т. е. от формы зерен. Для сред, состоящих из сферических зерен и таблеток,  $\lambda_l = 10,5 \lambda_r$ ; для материалов, имеющих форму колец,  $\lambda_l = 16,0 \lambda_r$ , где  $\lambda_r$  — коэффициент теплопроводности газа (жидкости).

Закономерность изменения коэффициента вынужденной конвективной теплопроводности в зависимости от массовой скорости газа для различных структур практически одинакова. Доля конвективного теплового потока в породах с порами радиусом 3 мм составляет 0,13% от общего теплового потока [52].

Перенос тепла конвекционным движением газа (жидкости) можно рассматривать как передачу тепла благодаря попечной  $\lambda_{\perp}$  и продольной  $\lambda_{\parallel}$  теплопроводностям, значения которых при  $G/(S\mu) < 2,5$  практически одинаковы, т. е.

$$\lambda_{\perp} \approx \lambda_{\parallel} \approx \lambda. \quad (88)$$

При  $G/(S\mu) < 2,5$  механизм переноса тепла является преимущественно ламинарным. При  $G/(S\mu) > 2,5$  в потоке начинают намечаться вихри и режим движения газа (жидкости) становится турбулентным, но условие (88) еще соблюдается [180].

В крупносkeletalных породах эффективный коэффициент попечной теплопроводности [25]

$$\lambda_{\text{эфф}} = \lambda_k + kw,$$

где  $\lambda_k$  — коэффициент кондуктивной теплопроводности;  $k$  — коэффициент рассеяния;  $w$  — скорость потока жидкости (газа).

Для пород, состоящих из 42% гальки (диаметр 20–80 мм), 46% гравия (3–20 мм), 10,5% песка (0,05–3 мм) и 1,5% пылеватых частиц (0,05 мм), коэффициент рассеяния  $k = 2,94 \cdot 10^4 \text{ Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{К})$ . При таком коэффициенте рассеяния и скорости потока  $w = 1 \times 10^{-7} \text{ м/с}$  (3,15 м/год) коэффициент  $\lambda_{\text{эфф}}$  больше, чем  $\lambda_k$ , на  $2,94 \cdot 10^{-3} \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ , при  $w = 1 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}$  (315 м/год) — на  $0,29 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ . Отсюда следует, что при низких скоростях движения подземных вод (газа), что имеет место в нефтегазоносных районах, вынужденной конвективной теплопроводностью водоносного комплекса можно пренебречь. Для таких районов можно также не принимать во внимание лучистый перенос тепла, так как коэффициент лучистой теплопроводности, характеризующий перенос

Через путем испускания и поглощения энергии стенками горных пород, обычно не превышает нескольких процентов от общей теплопроводности [52].

Характеристикой процесса конвективного переноса тепла является коэффициент теплопередачи  $\alpha$ , который определяется количеством тепла, приходящегося на единицу площади в единицу времени при разности температуры  $\Delta t = 1$  К:

$$\alpha = dQ/(dSd\tau\Delta t),$$

где  $dS$  — площадь соприкосновения движущейся среды с поверхностью пористой породы;  $d\tau$  — промежуток времени, в течение которого пористая среда поглощает количество тепла, равное  $dQ$ .

Значение коэффициента теплопередачи зависит от величины  $G/(S\mu)$ :

$$\text{при } G/(S\mu) = 5 \div 50 \quad \alpha = 0,106\lambda_r G/\mu;$$

$$\text{при } G/(S\mu) > 50 \quad \alpha = 0,61\lambda_r (G/\mu)^{0,67} d^{-0,3},$$

где  $\mu$  и  $\lambda_r$  — коэффициенты вязкости и теплопроводности газа (жидкости);  $G$  — расход газа (жидкости) на единицу площади сечения;  $d$  — диаметр зерен, слагающих породу.

Графитистые, углистые, пиритизированные и прочие сланцы, слоистые глины и песчаники, некоторые сульфидные руды, изверженные и метаморфические породы обладают анизотропными свойствами. Такие породы в первом приближении можно представить в виде двухкомпонентной среды, состоящей из переслаивания пропластков мощностью  $h_1$  и  $h_2$  с коэффициентами теплопроводности  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  или из равномерно распределенных в среде с коэффициентом теплопроводности  $\lambda_1$  включений в виде эллипсоидов с коэффициентом теплопроводности  $\lambda_2$ .

Анизотропные породы характеризуются коэффициентом термической анизотропии  $\kappa$ . Для слоистых сред

$$\kappa = \sqrt{\frac{\lambda\tau}{\lambda_n}} = \sqrt{1 + \frac{m(1-m)(\lambda_1 - \lambda_2)^2}{\lambda_1\lambda_2}};$$

$$m = \frac{h_1}{h_1 + h_2}.$$

Значение  $\kappa$  возрастает с увеличением содержания включений или пропластков ( $\lambda_2$ ) и достигает максимума при  $m = 0,5$ . При любых значениях  $h_1$  и  $h_2$ ,  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  продольная теплопроводность  $\lambda_\tau$  больше или равна поперечной  $\lambda_n$ .

Горные породы зернистого строения также обладают термической анизотропией, которая, по исследованиям Е. Хуртига [198], зависит от формы и строения зерен (порового пространства) и от среды, заполняющей поры. Коэффициент анизотропии газоносных коллекторов выше, чем водоносных. Плотность горных пород в ряде случаев зависит от их возраста, что также способствует возникновению анизотропии.

Из приведенных зависимостей вытекают следующие выводы.

Коэффициент термической анизотропии в значительной мере зависит от петрографического состава горных пород. Анизотропия зернистых пород определяется тремя факторами: формой зерен, их строением и особенностями порового пространства. Коэффициент анизотропии песчаников, кварцитов и других осадочных пород растет в процессе их диагенетического уплотнения. Максимальное значение в зависимости от характера среды, заполняющей поры, наблюдается при пористости 10—20%. В плотных недеформированных породах с убыванием пористости коэффициент анизотропии уменьшается до минимума.

Зависимость коэффициента анизотропии от возраста пород наблюдается в тех случаях, когда с возрастом происходит уплотнение и деформация пород.

Теплопроводность горных пород зависит от давления:

$$\lambda = \lambda_0 (1 + \alpha p),$$

где  $\lambda_0$  — коэффициент теплопроводности при нормальном давлении;  $\alpha = 2,78 \cdot 10^{-9}$  Па<sup>-1</sup> для осадочных пород и  $1,16 \cdot 10^{-9}$  Па<sup>-1</sup> для кристаллических в пределах давления от  $9,81 \cdot 10^4$  до  $6,87 \times 10^7$  Па.

Эффективный коэффициент теплопроводности мерзлых пород характеризует суммарный перенос тепла под влиянием градиентов температуры и влажности [30]:

$$\lambda_{\text{эфф. м}} = \lambda_{\text{к. м}} + \rho a_{\text{в}} \delta_{\text{в}} H_{\text{в}} (1 + \partial W / \partial t) + \rho a_{\text{п}} \delta_{\text{п}} H_{\text{п}},$$

где  $\lambda_{\text{к. м}}$  — коэффициент кондуктивной теплопроводности мерзлых пород;  $\rho$  — плотность скелета;  $a_{\text{в}}$  и  $a_{\text{п}}$  — коэффициенты потенциалопроводности влаги и пара;  $H_{\text{в}}$  и  $H_{\text{п}}$  — энталпия влаги и пара;  $\delta_{\text{в}}$  и  $\delta_{\text{п}}$  — термоградиентные коэффициенты влаги и пара.

Горные породы состоят из породообразующих минералов разных физических свойств, размеров и состава с неодинаковым распределением зерен, влаги, газа и цемента. По этой причине теплопроводность горных пород одинаковой литологической характеристики, так же как и слоев Земли, изменяется в некоторых пределах. Повышенной теплопроводностью обладают гидрохимические осадки (каменная соль, сильвин, ангидрит), а также породы, у которых электронная составляющая теплопроводности достигает значительных величин. В таких случаях, как известно, процесс передачи тепла электронами происходит быстрее, чем колебаниями атомов в кристаллических решетках. К таким породам можно отнести графит, железные, полиметаллические и другие руды, содержащие магнетит, гематит, пирит и другие минералы с электронной электропроводностью. Асбест, каменный уголь и породы с ионной электропроводностью имеют низкую теплопроводность.

Рассмотренные аналитические и графические зависимости выявляют законы изменения теплопроводности горных пород

различной литологической (петрографической) характеристики, определяемые составом, строением, плотностью, температурой и прочими факторами. Теплопроводность песчано-глинистых и изогнутых пород описывается формулами, соответствующими средам со сферическими (изометрическими) включениями; с кристаллами, развитыми в двух направлениях (слюды, полевые шпаты), — формулами для эллипсоидальных включений; с кристаллами, развитыми в одном направлении (апатит, роговая обманка), — формулами для игольчатых включений. Для трещиноватых пород (карбонатных, кристаллических и пр.) оценку коэффициента теплопроводности проводят в два приема. Сначала определяют теплопроводность монолитных пород с учетом их пористости, а затем, учитывая теплопроводность среды, заполняющей трещину, рассчитывают этот параметр для трещиноватых пород.

## § 23. Теплоемкость и температуропроводность

Согласно законам термодинамики теплота  $\Delta Q$ , сообщенная телу, расходуется на изменение его внутренней тепловой энергии  $\Delta U$  и на работу  $A$ , связанную с расширением тела, т. е.

$$\Delta Q = \Delta U + A.$$

Для жидкого и твердых тел  $\Delta U \gg A$ , поэтому теплота, сообщенная им, вызывает повышение температуры. В этом случае

$$dQ = Cdt, \quad (89)$$

где  $C$  — теплоемкость, характеризующая способность тела поглощать тепловую энергию при теплообмене вне зависимости от направления вектора теплового потока, Дж/К.

В геотермии рассматриваются удельные объемная  $c_o$  [(Дж/(м<sup>3</sup> · К)] и массовая  $c$  [(Дж/кг · К)] теплоемкости. С учетом этих теплоемкостей, формулу (89) перепишем в следующем виде:

$$dQ = c_o(p, t) V dt = c(p, t) M dt,$$

где  $M$  и  $V$  — масса и объем породы.

Зависимость теплоемкости жидкого и твердых горных пород от температуры и давления невелика, поэтому в практике при изменении температуры породы от  $t_1$  до  $t_2$  обычно используют среднюю теплоемкость

$$C_{cp} = [1/(t_2 - t_1)] \int_{t_1}^{t_2} c(t) dt,$$

где  $c(t)$  — удельная объемная или массовая теплоемкость при температуре  $t$ .

Объемную и массовую теплоемкость агрегатов и горных пород можно вычислять, используя следующие выражения:

$$c = (1/\rho) c_o; \quad c_o = W c_{\text{в}} \rho_{\text{в}} + W_{\text{г}} c_{\text{г}} \rho_{\text{г}} + \sum_i m_i c_i \rho_i,$$

где  $W$  и  $W_{\text{г}}$  — влажность и газоемкость породы;  $c_{\text{в}}$  и  $c_{\text{г}}$  — удельная теплоемкость влаги и газа;  $\rho_{\text{в}}$  и  $\rho_{\text{г}}$  — плотность влаги и газа;  $m_i$ ,  $c_i$ ,  $\rho_i$  — содержание, удельная теплоемкость и плотность  $i$ -го минерала (для мерзлых пород — льда);  $\rho$  — плотность среды (горной породы).

Для сред со сложной текстурой, состоящих из двух компонентов, при отсутствии фазовых переходов имеем

$$c_o = \sum_i m_i^{(1)} c_i^{(1)} \rho_i^{(1)} + \sum_j m_j^{(2)} c_j^{(2)} \rho_j^{(2)},$$

где  $c_i^{(1)}$  и  $c_j^{(2)}$  — удельная теплоемкость первого и второго компонентов;  $\rho_i^{(1)}$  и  $\rho_j^{(2)}$  — плотность компонентов.

При  $c_i^{(1)} = c_1$ ;  $c_j^{(2)} = c_2$ ;  $\rho_i^{(1)} = \rho_1$ ;  $\rho_j^{(2)} = \rho_2$ ;  $\sum_i m_i^{(1)} = m$ ;

$\sum_j m_j^{(2)} = 1 - m$  получаем

$$c_o = c_1 \rho_1 [n + m(1 - n)],$$

где

$$n = c_2 \rho_2 / (c_1 \rho_1).$$

Приведенные формулы могут быть использованы для оценки теплоемкости горных пород с влажностью (по массе), не превышающей 10—20%.

С возрастанием влажности пород их теплоемкость увеличивается. Повышение теплоемкости наблюдается также с уменьшением плотности и увеличением температуры. До 500°C теплоемкость горных пород в первом приближении зависит от температуры линейно, т. е.

$$c(t) = c(0)(1 + \beta t),$$

где  $c(0)$  — теплоемкость при  $t = 0^{\circ}\text{C}$ ;  $\beta = 3 \cdot 10^{-3} \text{ К}^{-1}$ .

Удельная теплоемкость глинистых растворов обратно пропорциональна их плотности, зависящей от концентрации глины в воде. Повышение содержания в растворе глины [ $c \approx 0,922 \text{ кДж/(кг} \cdot \text{К)}$ ] снижает его теплоемкость, увеличивает теплопроводность и температуропроводность. Теплоемкость цементных растворов может быть рассчитана по теплоемкости отдельных компонентов пропорционально их содержанию. Для раствора, состоящего из сухого цемента и воды,

$$c = (c_{\text{в}} W_{\text{в}} + c_{\text{ц}} W_{\text{ц}}) / (W_{\text{в}} + W_{\text{ц}}) = (c_{\text{в}} k_{\text{вц}} + c_{\text{ц}}) / (1 + k_{\text{вц}}), \quad (90)$$

где  $W_{\text{в}}$  и  $W_{\text{ц}}$  — относительное содержание воды и цемента в смеси;  $k_{\text{вц}} = W_{\text{в}} / W_{\text{ц}}$  — водоцементный коэффициент.

## Теплоемкость песчано-цементного раствора

$$c = (c_{\text{в}} W_{\text{в}} + c_{\text{п}} W_{\text{п}} + c_{\text{н}} W_{\text{н}}) / (W_{\text{в}} + W_{\text{п}} + W_{\text{н}}), \quad (91)$$

где  $W_{\text{п}}$  — относительное содержание песка в смеси.

Удельная массовая теплоемкость цементных растворов, рассчитанная по формулам (90) и (91), превышает экспериментальные данные в среднем на 8% [67].

Для промерзающих (протаивающих) горных пород удельные теплоемкости являются эффективными величинами, характеризующими тепловые свойства компонентов, тепло фазовых переходов связанный воды и фазовое состояние поровой влаги [52].

Коэффициент температуропроводности сред (горных пород) характеризует скорость изменения их температуры при поглощении или отдаче тепла. Если выделить из неограниченной горной породы куб с ребром в единицу длины и направить перпендикулярно к одной из его граней тепловой поток, численно равный температуропроводности породы, то этот поток за единицу времени повысит температуру противоположной грани на 1 К. Количество необходимой для этого теплоты равно  $cs$ . Если же сообщить количество тепла, равное  $\lambda$ , то температура повысится на  $\lambda/(cs)$ , отсюда коэффициент температуропроводности ( $\text{м}^2/\text{с}$ )

$$a = \lambda/(cs) = \lambda/c_o.$$

Приведем формулы температуропроводности для агрегатов различных структур.

Игольчатые включения:  
поперек иголок

$$a_{\perp} = \frac{a_1 c_1 \rho_1 [(2-m) \lambda_2 + m \lambda_1]}{[(2-m) \lambda_1 + m \lambda_2] [c_2 \rho_2 (1-m) + c_1 \rho_1 m]},$$

вдоль иголок

$$a_{\parallel} = \frac{a_1 c_1 \rho_1}{\lambda_1} \cdot \frac{\lambda_2 (1-m) + m \lambda_1}{c_2 \rho_2 (1-m) + c_1 \rho_1 m}.$$

Предельно сплющенные эллипсоиды вращения (пластинчатые включения):  
по оси вращения

$$a_{\perp} = \frac{a_1 c_1 \rho_1 \lambda_2}{[\lambda_1 (1-m) + \lambda_2 m] [c_2 \rho_2 (1-m) + c_1 \rho_1 m]},$$

по простиранию эллипсоидов

$$a_{\parallel} = \frac{a_1 c_1 \rho_1 [m \lambda_1 + (1-m) \lambda_2]}{c_2 \rho_2 (1-m) + c_1 \rho_1 m}.$$

Сферические включения:

$$a = \frac{a_1 c_1 \rho_1 [2m \lambda_1 + (3-2m) \lambda_2]}{[(3-m) \lambda_1 + m \lambda_2] [c_2 \rho_2 (1-m) + c_1 \rho_1 m]}.$$

Слоистая среда:  
поперек слоев

$$a_{\perp} = \frac{a_1 c_1 \rho_1 \lambda_2}{[\lambda_1 (1-m) + \lambda_2 m] [c_2 \rho_2 (1-m) + c_1 \rho_1 m]};$$

вдоль слоев

$$a_{\parallel} = \frac{a_1 c_1 \rho_1}{\lambda_1} \cdot \frac{\lambda_2 (1-m) + \lambda_1 m}{c_2 \rho_2 (1-m) + c_1 \rho_1 m}.$$

Вытянутые в одном направлении включения при любом направлении  $\varphi$  теплового потока:

$$a = \frac{a_1 c_1 \rho_1 \lambda_n}{\lambda_1 [c_2 \rho_2 (1-m) + c_1 \rho_1 m]} \sqrt{\sin^2 \varphi + \frac{\lambda_{\tau}^2}{\lambda_n^2} \cos^2 \varphi}.$$

Коэффициент анизотропии

$$\kappa_a = \sqrt{a_{\tau}/a_n} = \sqrt{\lambda_{\tau}/\lambda_n} = \kappa.$$

Температуропроводность пород изменяется в зависимости от температуры (табл. 9). Наибольшие изменения наблюдаются у гранитов, наименьшие у базальтов. При температуре 350—400 К температуропроводность гранитов примерно в 2,5 раза выше, чем у базальтов, а при 1200 К она становится одинаковой. Высокая температуропроводность гранитов обусловлена большим содержанием кварца и окиси алюминия.

Т а б л и ц а 9

Средняя температуропроводность ( $10^{-7}$  м<sup>2</sup>/с) горных пород  
при разной температуре [122]

Порода	Температура, К									
	350	400	500	600	700	800	900	1000	1100	1200
Гранит	16,5	14,7	10,5	6,8	4,8	3,9	3,4	3,5	3,7	4,0
Пироксенит	14,1	13,0	11,0	8,9	7,3	6,9	6,7	6,6	6,3	5,8
Перидотит	13,5	12,3	10,3	8,2	6,7	6,4	6,4	6,3	6,1	5,6
Габбро	12,5	11,1	8,8	7,0	5,6	4,5	3,8	3,4	3,3	3,4
Эклогит	11,9	11,2	9,7	8,4	7,3	6,4	5,7	5,3	5,0	4,6
Микроклин	10,4	9,8	8,8	7,8	7,0	6,6	6,3	6,1	6,0	5,9
Габбро-диабаз	9,9	9,3	8,5	7,6	6,9	6,2	6,0	5,0	4,5	4,2
Диорит	9,6	9,2	8,1	6,7	5,2	4,7	3,5	3,0	—	—
Оlivин	9,1	8,6	7,6	6,8	6,2	5,7	5,0	3,7	3,3	3,0
Базальт	6,3	6,2	6,1	6,0	5,7	5,2	3,9	3,6	3,9	4,1

Коэффициент температуропроводности зависит от пористости, влажности и гранулометрического состава горных пород. Закономерность изменения этого параметра в зависимости от влажности для пород с разной литологической характеристикой практически одинаковая. С увеличением влажности температуропроводность сначала возрастает до максимума, а затем убывает. Ширина

и амплитуда максимума определяются литологической характеристикой [174].

Такого вида закономерность имеет следующее объяснение. Сухие породы обладают низкой теплопроводностью вследствие плохого теплового контакта между зернами. С увеличением влажности в породах образуется водная пленка, которая, утолщаясь и становясь непрерывной, улучшает тепловой контакт и тем самым повышает температуропроводность. У таких пород вода вследствие поверхностного напряжения связывает зерно. Через водную пленку, обладающую повышенной теплопроводностью, передается тепло путем кондуктивной теплопередачи, заменяющей лучеиспускание и конвективное движение воздуха в порах. При дальнейшем увеличении влажности температуропроводность начинает уменьшаться, так как происходит замедление возрастания теплопроводности с одновременным увеличением плотности и удельной теплопроводности. Возможны и несколько иные закономерности, обусловленные другим характером связи частиц породы с жидкостью, разным содержанием жидкости и газа.

На температуропроводность оказывают влияние термические свойства среды, заполняющей межзерновое пространство. Исследованиями углей и коксов в интервале температуры от 0 до 18° С при последовательном заполнении порового пространства воздухом, двуокисью углерода и водородом установлено [68], что коэффициент температуропроводности значительно зависит от природы газа. Наименьшее значение коэффициента получено при заполнении двуокисью углерода, наибольшее — водородом.

## ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ НА ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И СКВАЖИНАХ

Температура является одним из факторов, определяющих коллекторские свойства горных пород, условия генерации нефти и газа, физико-химические свойства воды, нефти и газа в пластовых условиях, миграцию и накопление их, а также воздействует на процессы бурения, состояние и эксплуатацию скважин. Температурой обусловливаются термодинамические условия недр и физические свойства горных пород, на основании которых проводятся геологическое изучение регионов, районов и месторождений, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых геофизическими методами. В настоящее время температура не всегда учитывается при решении проблем петрогенеза, геохимии, металлогении земной коры и гидрохимии, что значительно влияет на точность решаемых задач.

### § 24. Реологические свойства горных пород

Реологические свойства горных пород изменяются под воздействием возрастающих с глубиной давления и температуры. Выяснение глубины, на которой горные породы могут еще обладать коллекторскими свойствами, является важной задачей нефтегазовой геологии и гидрогеологии. Рассмотрим изменение реологических свойств пород по данным исследований А. С. Цырульникова, В. С. Горбенко и А. И. Фиалко [100].

В процессе осадконакопления под воздействием температуры и веса рыхлой осадочной толщи уплотняется до глубины  $h_0$  как идеальная упругая среда, а глубже приобретает значительные деформации. При дальнейшем увеличении глубины порода под влиянием тектонических напряжений может разрушаться с образованием трещин. С глубины больше  $h_0$  порода имеет значительную остаточную деформацию, что способствует сохранению трещин до глубины  $h$  максимального упругого состояния. На глубинах больше  $h$  трещины в породе заплывают.

Предельная глубина хрупкого разрушения

$$h = [(1 - \nu)/\nu] [\sigma_2/(\rho\sigma)],$$

где  $\nu$  — коэффициент Пуассона;  $\sigma_2$  — напряжение бокового распора, характеризующее переход породы от хрупкого разрушения к пластическому;  $\rho$  — плотность покрывающей толщи.

Для определения минимальной глубины, на которой возможно упругое состояние пород, следует использовать лабораторные исследования их деформационных свойств в условиях трехосного сжатия и разной температуры, соответствующих напряжениям и температуре земной толщи до глубины  $h_0$  (табл. 10). По этим данным можно построить зависимости типа

Таблица 10

Предел упругости пород ( $9,8 \cdot 10^7$  Па) при разной температуре [160]

Порода	Глубина, км	297,15 К	423,15 К	623,15 К
Лигидрит	11	3,44/3,53	1,96/3,24	1,47/1,96
Сланец				
глинистый	9	2,01/3,64	1,28/3,14	0,59/1,57
шиферный	10	2,94/4,56	2,75/4,32	1,72/4,12
Кварцевый песчаник	16,5	2,06/2,80	2,11/2,60	2,02/3,04
Алеврят	7	1,52/2,36	1,18/1,86	0,54/0,78
Известняк	14,5	3,78/3,97	1,96/2,90	1,96/2,45
Доломит	17	4,32/4,90	3,74/5,20	1,67/3,73
Доломит	21	3,42/4,22	3,74/4,22	3,34/4,02

Примечание. В числителе при  $\sigma_2 = 9,81$  Па, в знаменателе при  $\sigma_2 = 19,62$  Па.

$$\left. \begin{aligned} (\sigma_1 - \sigma_2)_y &= f_1(\sigma_2) \Big|_{t=\text{const}}; \\ (\sigma_1 - \sigma_2)_y &= f_2(t) \Big|_{\sigma_2=\text{const}}, \end{aligned} \right\} \quad (92)$$

где  $(\sigma_1 - \sigma_2)_y$  — дифференциальное напряжение упругости;  $\sigma_1$  — вертикальная составляющая напряжения, при идеально упругой деформации однородной изотропной толщи и напряжении, создаваемом только весом покрывающих пород, равна  $gh$ ;  $\sigma_2$  — горизонтальная составляющая напряжения, равная  $[\nu/(1-\nu)]gh$ .

Отсюда дифференциальное напряжение породы

$$\sigma_1 - \sigma_2 = (1/\nu - 2) \sigma_2 = [(1 - 2\nu)/(1 - \nu)] gh. \quad (93)$$

Используя это выражение и формулу (92), при  $\sigma_1 - \sigma_2 = (\sigma_1 - \sigma_2)_y$  имеем

$$\sigma_2 = f(\sigma_2) \nu / (1 - 2\nu).$$

По значению  $\sigma_2$  получаем глубину упругого состояния пород, находящихся под воздействием горного давления при заданной температуре:

$$h_0 = [(1 - \nu) / (\nu g \rho)] \sigma_2.$$

Если принять  $t = \Gamma h$ , то выражение (93) можно переписать в следующем виде:

$$\sigma_1 - \sigma_2 = [(1 - 2\nu) / (1 - \nu)] g \rho (t / \Gamma);$$

используя выражение (92), получаем

$$f_2(t)|_{\sigma_2=\text{const}} = [(1-2v)/(1-v)] g \rho (t/\Gamma).$$

По значениям  $h_0$  для разных  $\sigma_2$  можно установить зависимость

$$h_0 = f_3(\sigma_2) = f_3\left(\frac{v}{1-v} g \rho h\right) = f_3\left(\frac{v}{1-v} g \rho \frac{t}{\Gamma}\right),$$

позволяющую определять предельную глубину залегания и температуру пород в упругом состоянии.

## § 25. Физические свойства горных пород

Под воздействием температуры происходит изменение физических свойств горных пород [142]. Поляризумость и удельное сопротивление мерзлых и талых пород при разной влажности изменяется в зависимости от температуры по сложному закону [140]. При температуре выше 277,15 К (4°C) удельное сопротивление приближенно характеризуется зависимостью вида

$$\rho_t = \rho_0 \exp[-\alpha(t - t_0)]$$

или

$$\rho_t = \rho_0 / [1 + \alpha(t - t_0)],$$

где  $\rho_t$  и  $\rho_0$  — удельное сопротивление горных пород и электролитов при температуре  $t$  и 293,15 К (20°C);  $\alpha$  — температурный коэффициент, для пород  $\alpha = 0,02$ , для солей 0,022, кислот 0,016 и оснований 0,019.

С температурой изменяются остаточная намагниченность, коэрцитивная сила, магнитная проницаемость и скорость распространения упругих колебаний в горных породах [56]. Механические свойства осадочных мерзлых пород также зависят от температуры [85]. При температуре, близкой к началу замерзания породы, наблюдаются наибольшие изменения этих свойств.

Скорость распространения упругих колебаний определяет механические свойства горных пород. Зависимость скорости от температуры характеризует изменение прочностных свойств талых и мерзлых пород. Экспериментальные исследования [2, 184] свидетельствуют о существовании сложной зависимости прочности мерзлых пород от температуры, дисперсности и влажности. При понижении температуры происходит в основном повышение прочности мерзлых пород в связи с укреплением льда и возрастанием сил смерзания его с минеральными частицами. Уменьшение толщины водных пленок с понижением температуры приводит к увеличению их вязкости и сопротивления сдвигу. В промерзающей зоне динамика влажности, температурное поле и ряд других параметров характеризуются коэффициентами переноса влаги (термоградиентный коэффициент) и потенциалопроводности, зависящими от температуры [178]. При замерзании пород и дальнейшем понижении температуры эти коэффициенты увеличиваются

до максимума, а затем более медленно уменьшаются. Максимум кривой потенциалопроводности приурочен к интервалу температур, где наиболее интенсивно совершаются фазовые превращения и миграционные процессы [179].

Термоградиентный коэффициент зависит от влажности. Вид этой зависимости для песчаных и суглинистых пород одинаков. Среднее значение для мерзлых песчаных и суглинистых пород, соответственно равное  $(4 \div 5) \cdot 10^{-2}$  и  $(12 \div 14) \cdot 10^{-2}$  Па/К, на порядок выше, чем для талых пород [178]. Существует зависимость температуры промерзания и оттаивания горных пород от влажности. По исследованиям Н. С. Иванова [50], влагосодержание

$$W = W_0 + A \{1/(1 + B\Delta t) - 1\},$$

где  $W_0$  — общее влагосодержание;  $A$  и  $B$  — эмпирические коэффициенты;  $\Delta t = t - 273,15$  К.

Эта зависимость хорошо совпадает с экспериментальными закономерностями.

На температуру промерзания (оттаивания) горных пород влияет количество жидкой фазы и наличие связанной воды, которая возникает под воздействием поверхностных сил. Эти силы убывают с увеличением расстояния от поверхности минеральных частиц и возрастают с уменьшением влажности. С увеличением взаимодействия появляются затраты энергии на отрыв молекулы от поверхности частицы и на кристаллизацию связанной воды, что понижает температуру фазового превращения. Переход связанной воды в твердое состояние уменьшает влажность, что способствует дальнейшему снижению температуры фазового превращения.

Температура замерзания не совпадает с температурой оттаивания, так как при замерзании сначала происходит переохлаждение горных пород, а затем постепенная кристаллизация связанной воды и соответствующее уменьшение влажности. На температуру замерзания и оттаивания оказывает влияние также минерализация подземных вод. Фазовое состояние поровой влаги в промерзающих (оттаивающих) горных породах в значительной степени влияет на их физические свойства. Изучение динамики этих свойств с изменением фазового состояния влаги в промерзающих горных породах имеет важное практическое значение для горной промышленности, строительства, транспорта, связи и сельского хозяйства [109].

С температурой изменяются относительная диэлектрическая проницаемость  $\epsilon$  воды, собственная поляризация горных пород и их метаморфизм.

$t, K ({}^\circ C)$	$\epsilon$	$t, K ({}^\circ C)$	$\epsilon$
273,15 (0)	88	333,15 (60)	67
293,15 (20)	80	353,15 (80)	61
313,15 (40)	73	373,15 (100)	55

Между диэлектрической проницаемостью и удельной теплоемкостью существует зависимость следующего вида [63]:

$$[\varepsilon_{\text{эф}} - (\varepsilon_{\text{эф}})_0] / [c_{\text{эф}} - (c_{\text{эф}})_0] = \text{const.}$$

Повышение температуры и давления способствует метаморфизму горных пород, который происходит во время осадконакопления и погружения толщи, а также под воздействием тектонических процессов [121, 154]. Связь между градиентами температуры и метаморфизма полублестящих углей Кузбасса приведена на рис. 65. Под градиентом метаморфизма подразумевается разница в выходе  $V$  летучих из верхнего и нижнего пластов углей,

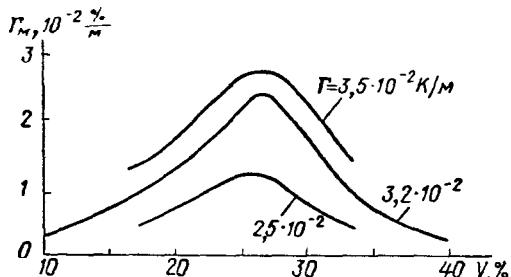


Рис. 65. Зависимость градиента метаморфизма  $\Gamma_m$  углей от выхода  $V$  летучих веществ при разных геотермических градиентах  $\Gamma$  [121].

отнесенная к расстоянию между ними (в сотнях метров). При этом предполагается, что максимальная метаморфизация происходит в основном во время наибольшего погружения угленосной толщи. Градиент метаморфизма используют для детальных палеотектонических построений, выявления углей разной степени углефикации и прогнозирования их качества на глубину.

## § 26. Физические свойства подземных вод, глинистых растворов, химический состав вод, нефтеотдача

Температура подземных вод оказывает большое влияние на растворимость минералов, распределение летучих элементов (радон, бор, фтор, иод и др.), течение биохимических процессов, скорость химических реакций и пр. Биохимические процессы осуществляются в основном до температуры 323,15 К ( $50^\circ\text{C}$ ). Изменение температуры влияет также на поверхностное напряжение и вязкость воды.

Температура, К ( $^\circ\text{C}$ )	Поверхностное напряжение, %	Вязкость, %
273,15 (0)	100,00	100,00
283,15 (10)	97,96	73,32
293,15 (20)	94,32	56,70
303,15 (30)	91,62	45,12
313,15 (40)	88,46	36,96
323,15 (50)	85,52	30,17

Под воздействием температуры изменяются структурно-механические свойства, вязкость, статические и динамические напряжения и водоотдача глинистых растворов [67]. Вязкость глинистых растворов, как и вязкость воды, уменьшается с повышением температуры. При этом вязкость каждого раствора изменяется по своему закону. Статические напряжения сдвига глинистых растворов непрерывно растут с увеличением температуры. Иногда наблюдается максимум напряжения, после которого следует спад. Динамические напряжения сдвига с увеличением температуры изменяются сложным образом. Водоотдача обычных глинистых растворов с ростом температуры увеличивается, а растворов, обработанных щелочной вытяжкой из бурого угля, остается без изменений.

С температурными условиями связана степень подвижности подземных вод. С возрастанием температуры увеличиваются скорость диффузии молекул и ионов, растворимость большинства солей и фильтрация подземных вод. Я. Б. Смирнов делит соли по степени растворения на три группы. К первой относятся хлориды, характеризующиеся резким повышением растворимости с возрастанием температуры. Так, растворимость галита в интервале от 298,15 (25) до 723,15 К (450°С) возрастает в 3 раза, а сильвина — более чем в 6 раз. Ко второй группе относятся сульфиды и карбонаты, у которых с возрастанием температуры растворимость сначала повышается, а затем понижается и при 473,15 (200) — 623,15 К (350° С) становится в несколько раз меньше, чем при 298,15 К (25° С). К третьей группе относятся карбонаты лития, магния и кальция, у которых с возрастанием температуры растворимость понижается. Так, растворимость магнезита в воде, насыщенной углекислым газом, падает с 28,4 г/л до нуля с повышением температуры от 286,15 (13) до 373,15 К (100° С).

Температура влияет на обогащение подземных вод рассеянными элементами (мышьяк, уран, радий и др.). Возрастание температуры вод глубоких горизонтов в присутствии растворенной углекислоты повышает их агрессивное воздействие на окружающие породы, что способствует обогащению растворов иодом, бором и другими элементами [188].

Температура воды, используемой для вытеснения нефти в пласте, влияет на нефеотдачу, расход воды и затраты времени на достижение равной нефеотдачи. По лабораторным исследованиям Л. А. Толстова [152], с увеличением температуры воды значительно повышается как безводная, так и полная нефеотдача; например, в интервале от 333,15 (60) до 363,15 К (90° С) полная нефеотдача увеличивается в 1,7 раз. При этом чем выше температура, тем меньше расход воды и затрата времени на получение одинаковой нефеотдачи.

## § 27. Формирование структуры цементного раствора, проницаемость цементного камня

Время структурообразования цементного раствора [66]

$$\tau = \tau_0 \exp [-k(t - 293,15)],$$

где  $\tau_0$  — время начала структурообразования при 293,15 К ( $20^\circ\text{C}$ );  $k$  — коэффициент, учитывающий влияние природы и состава реагирующих компонентов раствора, а также их реакционную способность (для цементно-гипсовой смеси с хлористым кальцием в качестве ускорителя  $k = 0,014 \text{ K}^{-1}$ ).

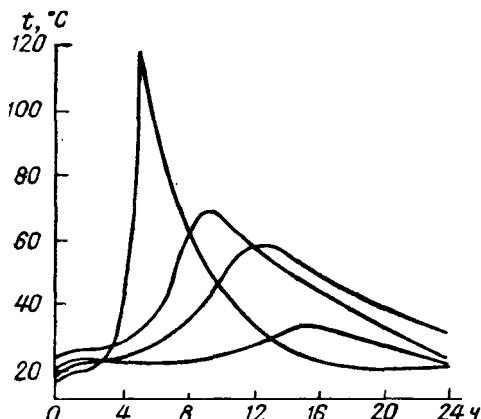


Рис. 66. Изменение температуры при затвердевании разных цементных растворов.

Ландцемента, по данным А. И. Булатова [67], изменяется с температурой следующим образом.

Температура, $^\circ\text{C}$	Проницаемость, $10^{16} \text{ м}^2$	мД
22	20,4	20
75	0,47	0,46
110	1,53	1,5
140	66,2	65
200	71,5	70

С нарастанием температуры проницаемость цементного камня снижается, а при дальнейшем повышении температуры увеличивается. Из-за повышенной проницаемости цементного камня не обеспечивается надежная изоляция затрубного пространства.

С повышением температуры значительно сокращаются сроки схватывания цементного раствора, что связано с ускорением химических реакций, протекающих при взаимодействии цемента с водой. Это затрудняет цементирование глубоких скважин обычными цементами без добавок, вызывающих замедление реакций.

При более высокой температуре процесс нарастания прочности цементного камня протекает быстрее. Однако выше  $100^\circ\text{C}$

качество цементирования ухудшается, так как уменьшается сцепление твердеющего цементного раствора со стенками обсадных труб и скважины, покрытой глинистой корочкой промывочной жидкости [44].

## § 28. Гидравлические потери в скважине

Воздействие температуры на физические свойства промывочной жидкости влияет на величину гидравлических потерь, возникающих в скважине в процессе циркуляции раствора, и, следовательно, на расход промывочной жидкости, являющейся одним из основных параметров бурения. Гидравлические потери в скважине определяются потерями в бурильных трубах, кольцевом пространстве, турбобуре (электротрубе) и суммой потерь на местные сопротивления в наземном оборудовании, удлинителе, долоте и замковых соединениях. Потери напора в колонне бурильных труб и в затрубном пространстве, а также на местные сопротивления могут быть вычислены по формулам

$$h(t) = k(t) \frac{8lQ^2}{g\pi^2 [1 + \alpha (t_k - t_h)^2 d^5]},$$

$$h_{m,n}(t) = 8k_1(t) \frac{Q^2}{g\pi^2 [1 + \alpha (t_k - t_h)^4 d^4]},$$

где  $l$  — длина трубопровода;  $d$  — диаметр бурильных труб (кольцевого пространства);  $Q$  — расход жидкости;  $k(t)$  — коэффициент гидравлических потерь;  $k_1(t)$  — коэффициент потерь на местные сопротивления;  $\alpha$  — температурный коэффициент;  $g$  — ускорение свободного падения;  $t_k$  и  $t_h$  — температура труб в момент окончания спуска инструмента в скважину и во время промывки.

Для скважин глубиной 7—10 км при разности температур  $100^\circ\text{C}$  величина  $[1 + \alpha (t_k - t_h)^4 d^4] = 1,0048$ , поэтому влияние температуры на давление в скважине оказывается вследствие изменения гидравлических коэффициентов  $k(t)$  и  $k_1(t)$ .

## ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПРИ РЕШЕНИИ ПРАКТИЧЕСКИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНЫХ ЗАДАЧ

Непрерывный рост народонаселения, темпов промышленности и сельского хозяйства требует быстрой шего изучения и расширения минерально-сырьевой базы страны, что невозможно без существенного повышения эффективности геологоразведочных работ. Одним из путей решения этих задач является разработка и внедрение новых методов геологических исследований, способствующих надежному прогнозированию глубокозалегающих полезных ископаемых, поскольку фонд приповерхностных месторождений почти исчерпан, особенно в экономически освоенных районах.

Эффективность геологоразведочных работ можно повысить путем рационального комплексирования космической, аэро- и наземной геофизических съемок и геотермических исследований разных масштабов. Методика последовательной детализации от общего к частному позволяет постепенно расшифровать геологическое строение и перейти от регионального структурного плана к схемам участков детальных поисков и разведки. Такая методика предусматривает более тщательное изучение разрывных и складчатых структур, различных геологических формаций, элементов геологического строения районов и месторождений, основных типов пород и других особенностей, имеющих существенное значение для выявления полезных ископаемых и подсчета их запасов. В настоящее время для наиболее эффективного прогнозирования природных ресурсов Земли и для контроля за состоянием окружающей среды используют данные региональных исследований, включающих инфракрасную (ИК) космическую и воздушную съемки.

Космическая сверхмелкомасштабная съемка (1 : 6 000 000—1 : 15 000 000) имеет преимущества перед аэро- и наземной съемками при выявлении крупных геологических структур. Она обладает высокой обзорностью, экономичностью, экспрессностью и регулярностью получения информации. Благодаря эффекту интегрирования мелкие разрозненные детали строения региона объединяются в крупные геологические объекты. Космическая съемка удачно используется, особенно в закрытых районах, для выявления крупных

структурно-тектонических форм и в том числе разрывных нарушений, контролирующих эндогенные и осадочные месторождения. На мелкомасштабных снимках прослеживается сразу несколько крупнейших структур, что способствует обоснованным выводам о взаимосвязи между ними.

Объекты, выявленные космической съемкой и подтвержденные крупномасштабной аэросъемкой, уточняются наземными геотермическими наблюдениями, а на этапе разведки и подсчетов запасов — скважинными исследованиями, которые решают следующие задачи.

1. Расчленение геологических разрезов скважин, корреляция пластов по профилю и площади.

2. Изучение структурно-тектонического строения района (региона).

3. Выявление в разрезе полезных ископаемых, определение их местоположения и мощности.

4. Прослеживание по разрезу и площади водоносных горизонтов, разломов, трещиноватых закарстованных зон и оценка степени закарстованности.

5. Определение скорости фильтрации подземных вод и оценка фильтрационных свойств пород, пластового давления, проницаемости газоносных горизонтов и дебитов продуктивных пластов.

6. Изучение локальных и региональных гидрологических особенностей артезианских бассейнов, выявление областей стока и разгрузки водоносных комплексов.

7. Поиски и разведка термальных вод.

8. Вычисление значений геотермического градиента и плотности теплового потока.

9. Определение термических свойств горных пород.

10. Исследование структурно-тектонического строения района и месторождений полезных ископаемых с использованием геотермических карт.

Антиклинальные поднятия, раскрытие глубинные разломы, связанные с водоносными горизонтами, рудные тела и соляные купола, обладающие повышенной температуропроводностью, отмечаются положительными аномалиями на картах изотерм. При этом плотность теплового потока над нефтяными, газовыми и газоконденсатными месторождениями на 10—20% выше фоновых значений и зависит от возраста тектогенеза нефтяных провинций [95]. Только в зонах кайнозойского вулканизма среднее значение плотности теплового потока в ряде случаев выше, чем у отдельных месторождений.

## § 29. Инфракрасная съемка

**Космическая съемка.** ИК-съемка из космоса способствует выявлению ресурсов Земли, решению практических задач, развитию вулканологии, геологии, геоморфологии и других наук. Изучая ИК-излучение Земли, выявляют локальные, региональные, зональные и планетарные закономерности состава, строения и динамики геосфера (разрушающее действие речных и морских волн, деятельность ветра, процессы осалкопакопления, современный вулканизм, механизм землетрясений, стоковые течения в подводных каньонах, движение взвешенных частиц и океанах и т. п.). Данные космических исследований Земли используются для составления новых и уточнения существующих геологических карт. Следует отметить, что наибольший эффект можно получить лишь при комплексировании космических и наземных съемок. Эффективность космической съемки повышается при использовании спектральной характеристики ИК-излучения.

**Аэросъемка.** ИК-аэросъемка применяется при геологическом и гидрогеологическом картировании, инженерных исследованиях, поисках термальных вод, наблюдениях вулканов, а также для обнаружения и оконтуривания пожаров горючих полезных ископаемых, охраны лесов от пожаров и для решения других задач народного хозяйства. Объекты, изучаемые ИК-аэросъемкой, подразделяются на две группы. К первой относятся объекты, обладающие постоянной во времени высокой температурой, достигающей многих десятков градусов Цельсия (вулканические очаги, выходы термальных вод и нагретых газов, подземные и лесные пожары и т. п.). Во вторую группу входят объекты, характеризующиеся температурными контрастами, которые возникают под влиянием солнечного освещения и зависят от погодных условий. Перепад их температур редко превышает  $20^{\circ}\text{C}$  и быстро изменяется в течение суток.

От температуры объектов зависит спектральный максимум ИК-излучения, что обеспечивает решение различных задач. Так, для исследования ландшафта используют волны длиной 7—14 мкм, где энергетические различия максимальны. При изучении высокотемпературных объектов удовлетворительные результаты получаются при регистрации ИК-излучения в «окне прозрачности» 1,8—5,3 мкм. В ночное время вулканические образования, тектонически активные области и термальные зоны наблюдаются в интервалах 3,5—5,3 и 8—14 мкм. На ИК-аэроснимках объекты с повышенной температурой (фумаролы, горячие источники) выделяются в виде ярких пятен или протяженных зон. ИК-аэросъемка позволяет существенно уточнять представления о геологическом строении вулканов. Периодические съемки дают возможность предсказывать проявления вулканической деятельности по изменению теплового излучения кратера [183].

На ИК-аэроснимках отражается изменение температуры почвы на участках с разной влажностью. Так, после полива участка его температура спачала резко уменьшается, а затем повышается по мере нагревания Солнцем. Температура же сухого участка непрерывно возрастает и отличается от температуры влажного на 3—4° С.

Суточные колебания температуры наблюдаются также на различных элементах ландшафта. Наименьшие изменения отмечаются

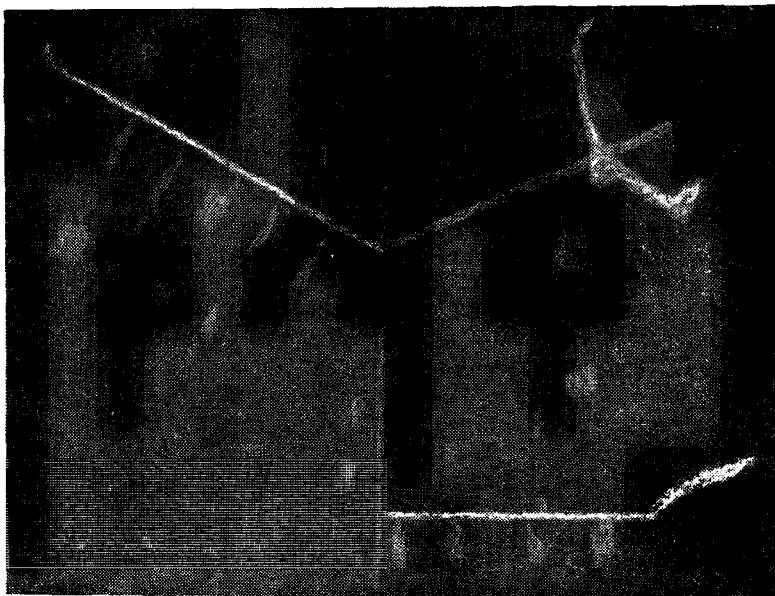


Рис. 67. ИК-аэроснимок поселка, снабжаемого горячей водой [147].  
Спектральный интервал 3,2—5,3 мкм, высота полета 200 м, пасмурно.

в вечернее, ночное и утреннее время, причем в холодные ясные ночи на сухе теплее, чем на акваториях. При прочих равных условиях в теплый летний день излучение растительности на сухих почвах выше, чем на влажных. В связи с этим при гидрогеологических исследованиях необходимо учитывать излучение растительности.

Высокая чувствительность ИК-съемки к изменениям влажности позволяет осуществлять геологическое и гидрогеологическое картирование. Повышенное увлажнение часто совпадает с ослабленными зонами и тектоническими нарушениями. Выявление увлажненных и заболоченных участков имеет большое значение в гидрогеологии, гидрологии и инженерной геологии.

С помощью ИК-аэросъемки можно получать материалы для изучения крупных океанических течений, приливов и отливов.

Большое практическое значение имеет также выявление в прибрежной зоне морей, озер и рек подводного стока грунтовых вод и водоносных горизонтов. Кроме того, ИК-съемка помогает в поисках площадей, перспективных на россыпные месторождения полезных ископаемых, при береговом строительстве, решении задач судоходства и рыболовства.

ИК-аэросъемка позволяет наблюдать состояние ледникового и спечного покрова и его сезонные изменения. Данные об ИК-излучении характеризуют относительный возраст льда и его мощность, отмечают трещины во льду, забитые снегом [26].

ИК-съемкой можно прослеживать близповерхностные и подземные энергосистемы и дренажные сооружения, определять утечки в них (рис. 67), а также решать многие другие задачи инженерной геологии.

### § 30. Геотермическая съемка

Съемка решает задачи гидрогеологии, структурной, рудной, угольной, нефтяной, газовой и инженерной геологии путем измерения температуры и теплового потока на одинаковой малой глубине с последующим построением профилей и карт изотерм и плотности теплового потока. Аномалии температуры и плотности теплового потока вызываются погребенными антиклипациями и синклиналями, брахискладками, магматическими телами, тектоническими нарушениями, областями разгрузки и питания подземных вод, перетоками по водоносным горизонтам, вертикальной миграцией флюида в нефтегазоносных структурах, окислением сульфидов и органики, образованием (разрушением) газовых гидратов и другими причинами.

Впервые геотермическая съемка была поставлена в 1906 г. А. Н. Огильви [111] на Кавказе для поисков и разведки минеральных вод. Затем время от времени эта съемка использовалась в разных районах для поисков и разведки термальных вод, сульфидных руд [112, 141], нефтяных и газовых месторождений [163]. Возможности геотермической съемки для решения задач нефтегазовой геологии обоснованы и экспериментально подтверждены Э. Б. Чекалюком, И. М. Федоровым и В. Г. Осадчим [163]. Ими же разработаны методика, техника и интерпретация результатов съемки на суше. В последнее время поисково-разведочные геотермические работы проводятся и на шельфе. Их эффект на акваториях не хуже, чем на суше, так как ниже вероятность искажения теплового поля движением подземных вод. Обоснование геотермической съемки на акваториях дано В. И. Артеменко и Я. Б. Смирновым [4].

#### Съемка на суше

Термические аномалии на суше могут быть осложнены периодическими изменениями температуры атмосферы, на них оказывается влияние растительного покрова, рельефа, геологических, гидрогеологических и прочих факторов.

Температура в однородной изотропной среде на глубине  $z$  в момент времени  $\tau$ , вызванная периодическими изменениями солнечной радиации на плоской горизонтальной поверхности Земли [174],

$$t(z, \tau) = \sum_{i=1}^n t_i \exp\left(-z \sqrt{\frac{\omega_i}{2a}}\right) \cdot \cos\left(\omega_i \tau - z \sqrt{\frac{\omega_i}{2a}} + \varphi_i\right),$$

где  $t_i$ ,  $\omega_i$  и  $\varphi_i$  — амплитуда, циклическая частота и начальная фаза  $i$ -й гармоники;  $a$  — температуропроводность среды.

Отсюда следует, что при синхронном колебании температуры в приповерхностной толще Земли временные помехи отсутствуют. При одновременном измерении температуры в разных точках исследуемой площади удается избавиться от периодических колебаний солнечной радиации, так как

$$t_2(z, \tau) - t_1(z, \tau) = (\Gamma_2 - \Gamma_1) h,$$

где  $\Gamma_2$  и  $\Gamma_1$  — геотермические градиенты в точках 2 и 1 профиля.

Синхронность периодических колебаний температуры на глубине  $z$  сохраняется по всей площади при одинаковой светопоглощающей способности покрова Земли, постоянстве угла наклона поверхности и неизменности физических свойств приповерхностной толщи. Практически устранить полностью воздействие периодических колебаний температуры на результаты геотермической съемки в течение рабочего дня можно путем измерения температуры на глубине, равной или большей, чем глубина затухания суточных тепловых колебаний.

При изменении температуропроводности пород от  $a_1$  до  $a_2$  глубина затухания суточных колебаний температуры

$$z_2 = z_1 \sqrt{a_2/a_1}.$$

Если использовать предельные значения  $a_2 = 0,5a_1$  и  $2a_1$ , то соответственно получим  $z_2 = 0,707z_1$  и  $1,41z_1$ , т. е. распространение суточных колебаний температуры в неоднородных по температуропроводности горных породах практически не превышает глубины  $1,41z_1$ . Обычно геотермическая съемка на суше проводится на глубине 1,5 м, иногда 3 м. По исследованиям Э. Б. Чекалюка, И. М. Федорцова и В. Г. Осадчего [163] для установки измерительных преобразователей (датчиков) температуры оптимальной является глубина 1,0—2,5 м. Преобразователи устанавливают на одинаковой глубине в скважинах. Диаметр скважины должен превышать на 2—3 мм диаметр щупа, а глубина должна быть меньше на длину преобразователя. Щуп вдавливают в породу так, чтобы осуществить хороший контакт с окружающей средой. Перед измерением температуры прибор выдерживают до восстановления стационарного режима (около 1,5 ч). Измерения желательно выполнять одновременно на всем профиле.

Однако и при разнице до 1 ч искажающее влияние периодических колебаний солнечной радиации не оказывается. При более длительных интервалах между наблюдениями повторяют измерения на двух последних точках профиля (рис. 68). Съемка на параллельных профилях проводится независимо друг от друга. Для увязки разновременных наблюдений используют измерения на поперечных профилях.

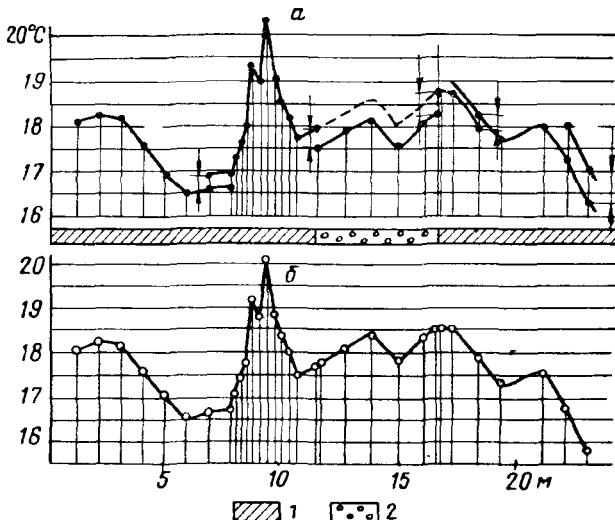


Рис. 68. Геотермический профиль [163].  
 $\alpha$  — наблюденный;  $\beta$  — приведенный к исходным температурным условиям.  
1 — целина; 2 — пашня.

Под воздействием солнечной радиации и тепла, поступающего из недр, температура  $t(0, \tau)$  поверхности Земли выше температуры  $t_b(0, \tau)$  воздуха и зависит от теплоотдачи  $\alpha$  в атмосферу, плотности теплового потока  $q$  и коэффициента теплопроводности  $\lambda$  пород:

$$t(0, \tau) - t_b(0, \tau) = q/\alpha;$$

при вертикальном тепловом потоке

$$q = \lambda [t(z, \tau) - t(0, \tau)]/z,$$

где  $t(z, \tau)$  — температура на глубине  $z$ .

Решая совместно эти два уравнения, имеем

$$t(z, \tau) = t_b(0, \tau) + (q/\alpha)(1 + z\alpha/\lambda).$$

При плотности теплового потока  $q = 7,32 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>, коэффициенте теплопроводности  $\lambda = (12,57 \div 62,85)$  Вт/(м · К) температура на глубине 1,5 м отличается от температуры поверхности Земли на  $(1,75 \div 1,04) \cdot 10^{-2}$  К, т. е. на глубине 1,5 м сол-

почная радиация повышает температуру пород, созданную теплом недр Земли, не более чем на 0,02 К.

Наряду с периодическими помехами существуют и непериодические, создаваемые различиями в покровах (луг, лес, пашня и т. д.), рельефом поверхности Земли, изменениями уровня грунтовых вод, влажности и литологической характеристики приповерхностных пород. Переход с открытой местности в лесной

массив вызывает резкое снижение температуры на глубине 1,5 м из-за по-

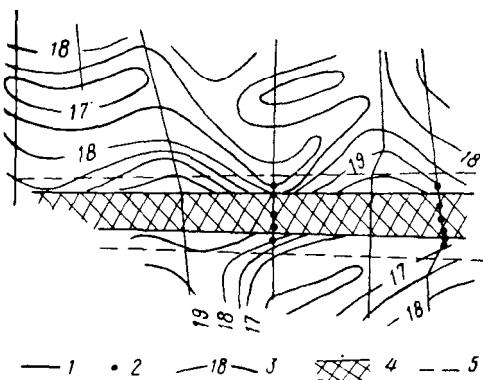


Рис. 69. Геотермическая карта [163].

1 — профили; 2 — детализационные точки наблюдений; 3 — изолинии на глубине 1,5 м, °С; 4 — зона резких изменений температуры, вызванных разломом; 5 — границы влияния зоны разлома.

стоянного затемнения поверхности переходной зоны достигает 50—60 м и более [163]. К этой зоне могут быть приурочены аномалии, поэтому участки, значительно отличающиеся по температурным условиям от общего фона, следует детализировать. Так, например, была выявлена аномалия, приуроченная к тектоническому нарушению (рис. 69).

Влияние рельефа местности на результаты геотермической съемки объясняется разной освещенностью склонов. Так, в ясные солнечные дни северные склоны прогреваются слабее южных. Однако под воздействием ветра и осадков происходит частичное нивелирование среднегодовых температур по площади, и разность температуры противоположных склонов в основном не превышает 0,5—2° С. При углах наклона дневной поверхности 3—5° влияние рельефа незначительно и поправки на рельеф можно не вводить. При больших углах наклона и на территории с сильно расчлененным рельефом эти поправки следует учитывать. При съемке желательно избегать крутых склонов и оврагов.

Непериодические помехи учитываются опытным путем в полевых условиях. Для этого лист съемки разделяют на участки с одинаковым покровом, подстилающими породами, наклонами дневной поверхности (рис. 70). При увязке температурных карт отдельных участков учитывают разницу температуры, вызванную

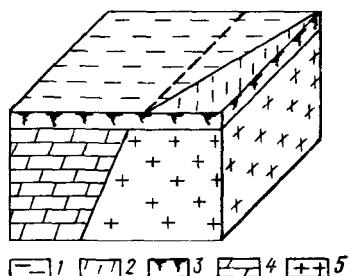


Рис. 70. Разметка листа съемки на участки с одинаковыми условиями.

1 — луг; 2 — лес; 3 — напои; 4 — известняк; 5 — гранит.

неодинаковым покровом. Участки с разными покровами, но с одинаковыми подстилающими породами приводят к одному условному покрову. Для этого сначала строят графики температуры по результатам измерений на каждом профиле (рис. 71), затем анализируют температурные аномалии и выясняют их причины. Выявив влияние рельефа, неоднородности растительного покрова и наносов, осредняют кривые на каждом участке с одинаковыми условиями. Завершают обработку увязкой отдельных отрезков кривых с приведением к одному покрову. По обработанным таким

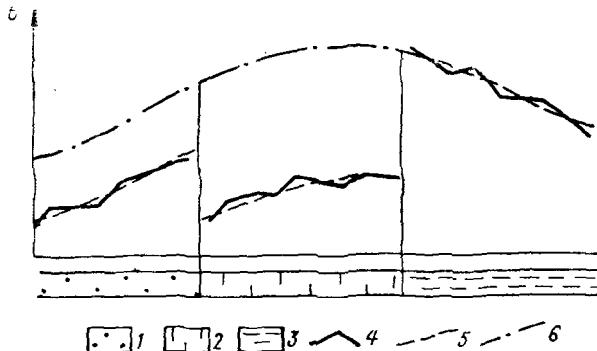


Рис. 71. Подготовка геотермического профиля для построения карты [163].

1 — пашня; 2 — лес; 3 — луг; температурные кривые: 4 — наблюдаемая, 5 — осредненная, 6 — приведенная к одному виду покрова.

образом профилям строят карты профилей и карты изотерм или отклонений температуры от нормального значения для данного района (карты термоизоклинов) на выбранной глубине (рис. 72). За нормальное поле принимают температуру поста на день измерений. Карты изоклинов рекомендуется строить в том случае, когда температурные аномалии имеют малые амплитуды.

На полученных картах выявляют аномалии и проводят их интерпретацию. Характер температурных полей зависит от структурно-тектонических, гидрогеологических и прочих особенностей района, а также от элементов залегания, формы, размеров и вида полезных ископаемых (нефть, уголь, горючие сланцы, сера, сульфидные и радиоактивные руды и пр.).

Постоянная температура характеризует горизонтально залегающие породы. Параллельное равномерное расположение изотерм соответствует моноклинальному погружению однородных толщ (рис. 73). Резкое изменение температурного поля указывает на значительную разницу теплопроводности контактирующих пород. Линейное повышение или понижение температуры может создаваться разломами, особенно обводненными. Местные аномалии изометрической формы соответствуют локальным погребенным структурам в виде куполов или впадин.

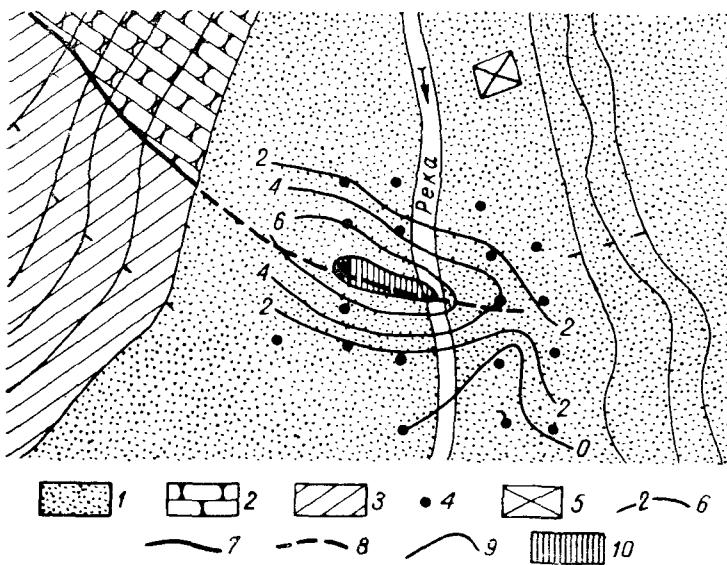


Рис. 72. Карта термоизоклий [136].

1 — пески; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — скважины (точки наблюдений); 5 — термометрическая станция (пост); 6 — термоизоклины, °С; линия броса: 7 — по геологическим данным, 8 — по геотермической съемке; 9 — горизонтали рельефа; 10 — очаг разгрузки подземных вод.

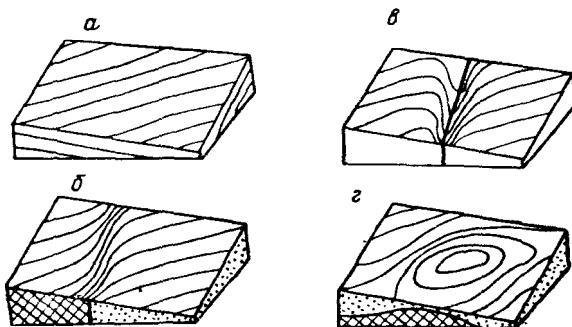


Рис. 73. Карты изотерм [163].

а — залегающая наклонно пачка пород; б — контакт пород разной теплопроводности; δ — разлом, омываемый термальными водами; γ — погребенная положительная структура.

Одинаковые температурные аномалии могут вызываться разными причинами, поэтому для однозначной интерпретации результатов геотермической съемки необходимо привлекать сведения о геологии и гидрогеологии изучаемого района. Следует отметить, что температурные аномалии некоторых полезных ископаемых имеют свой температурный фон. Более высокий фон характерен для залежей газа, затем следуют нефтяные залежи, угольные пласты, горючие сланцы и, наконец, рудные тела [163]. В слабоизученных районах необходима комплексная интерпретация данных геотермических наблюдений с результатами геофизических, геохимических, гидрогеологических и прочих съемок.

### Съемка на дне акваторий

Данные геотермической съемки на дне акваторий могут быть искажены периодическими колебаниями температуры на поверхности воды, придонными течениями и прочими влияниями. При косинусоидальном изменении температуры поверхности акватории в осадочном донном слое [174] имеем

$$t = t_0 \frac{\exp(-\beta_2 z)}{\operatorname{mod} u} \cos(\omega t - \arg u - \beta_2 z), \quad (94)$$

где  $t_0$  — амплитуда колебания температуры на поверхности акватории;  $z$  — ордината точки наблюдения в донном слое относительно его поверхности;

$$u = \operatorname{mod} u \exp(i \arg u) = \frac{\beta_1 \lambda_1 + \beta_2 \lambda_2}{\beta_1 \lambda_1} \exp[(1+i)\beta_1 h_1] + \\ + \frac{\beta_1 \lambda_1 - \beta_2 \lambda_2}{\beta_1 \lambda_1} \exp[-(1+i)\beta_1 h_1];$$

$\beta_1 = \sqrt{\omega}/(2a_1)$  и  $\beta_2 = \sqrt{\omega}/(2a_2)$  — величины, характеризующие водную толщину и донные осадки;  $h_1$  и  $\lambda_1$  — мощность и коэффициент теплопроводности водного слоя.

Затухание колебаний температуры возрастает с увеличением мощности слоя воды и глубины наблюдения в донном слое. По данным В. И. Артеменко и Я. Б. Смирнова [4], годовые колебания температуры с амплитудой  $9^\circ\text{C}$  затухают до  $t = 0,001^\circ\text{C}$  в осадочном слое на глубине 17 м от его кровли (рис. 74), при этом чем глубже акватория, тем быстрее затухают колебания.

Периодические колебания во времени на дне акваторий могут быть учтены с помощью термометрического поста (буя), регистрирующего изменение температуры на глубине заложения приборов. Это позволяет выявлять аномалии с малыми амплитудами на картах термоизоклий. При наличии постоянных придонных течений происходит искажение теплового поля. Для учета этого влияния и для выбора глубины заложения приборов следует использовать гидрологические данные.

Размеры, форма и амплитуда аномалий, выявляемых геотермической съемкой, зависят от глубины, размеров, морфологии и термических особенностей объектов, нарушающих тепловое поле. Амплитуда аномалий может изменяться от десятых долей градуса до десятков градусов Цельсия. Особенно высокие аномалии наблюдаются в районах разгрузки термальных вод и грязевого вулканизма. Плотность теплового потока следует вычислять с учетом закономерности изменения теплопроводности пород в донном слое по глубине и расположением источников выделения (поглощения) тепла. Лучшие результаты получаются при измерении теплопроводности донного слоя в естественных условиях залегания. Рациональное комплексирование геотермической съемки с геофизическими, геохимическими и геологическими исследованиями может существенно повысить эффективность и экономичность поисково-разведочных работ на шельфе и материковом склоне.

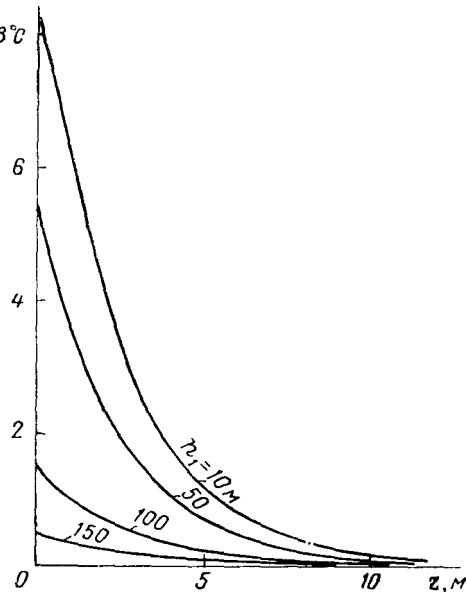


Рис. 74. Затухание годовых колебаний температуры в донных осадках при разной толщине слоя воды [4].

### § 31. Скважинные методы

Скважинные геотермические методы основаны на использовании естественных и искусственных тепловых полей. По данным этих методов решаются геологические, гидрогеологические, технологические задачи бурения скважин и эксплуатации месторождений полезных ископаемых. Искусственное воздействие на горные породы различных источников тепла применяется в последние десятилетия при скважинной и шахтной добыче полезных ископаемых.

#### Изучение геологического разреза

**Метод искусственного теплового поля** применяется в основном для расчленения геологического разреза по температуропроводности пород и для изучения технического состояния скважин. В первом случае скважину промывают более горячей (холодной)

водой (промывочной жидкостью), чем окружающие горные породы, во втором используют экзотермическую реакцию схватывания цемента. В глубоких скважинах и при высоком геотермическом градиенте промывка осуществляется без нагревания (охлаждения) раствора. Сразу после промывки регистрируют контрольную термограмму, позволяющую выяснить качество подготовки скважины, а затем примерно через 2; 4 и 8 ч записывают повторные термограммы. На них фиксируются аномалии, вызванные неодинаковой температуропроводностью пород геологического разреза скважины.

Для пластов большой мощности амплитуда аномалии [29]

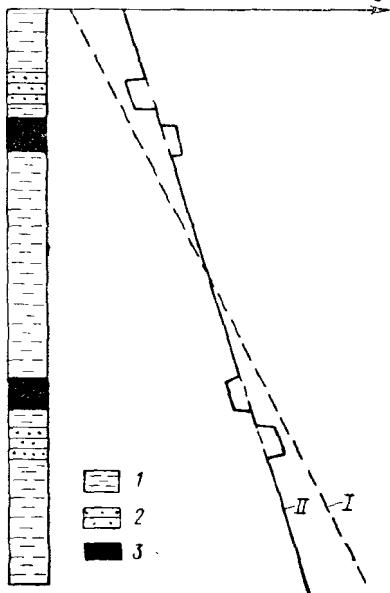


Рис. 75. Геотермограмма (I) и термограмма (II) скважины.  
1 — глина; 2 — песчаник; 3 — уголь.

ние  $\Delta t$  изменяется с глубиной. Вследствие этого происходит изменение значений и знака аномалий, так как в верхней части глубоких скважин промывочная жидкость отдает тепло, а в нижней получает (рис. 75). В средней части скважины температура жидкости равна температуре пород. Амплитуда аномалии зависит от температуропроводности пород и расстояния между пластом и точкой равенства температур воды и породы.

**Метод естественного теплового поля** применяется в скважинах с восстановившимся термическим режимом, нарушенным бурением. Конфигурация термограмм таких скважин зависит от наличия в геологическом разрезе источников выделения (поглощения) тепла, от плотности теплового потока из недр, теплопроводности и видимой мощности пластов [29, 174].

На них фиксируются аномалии, вызванные неодинаковой температуропроводностью пород геологического разреза скважины.

Для пластов большой мощности амплитуда аномалии [29]

$$\Delta t = \Delta t_0 \left(1 - \exp \left[ -d_c^2 / (16a\tau) \right] \right), \quad (95)$$

где  $\Delta t_0$  и  $\Delta t$  — разности температуры скважина — горные породы в моменты времени  $\tau = 0$  и после окончания промывки  $\tau$ ;  $a$  — температуропроводность воды и пород.

При выводе этого выражения предполагалось, что температуропроводность воды и пород одинакова и не зависит от глубины скважины. Однако, как известно, температуропроводность разных горных пород неодинакова и не всегда такая, как у промывочной среды; кроме того, при наличии геотермического градиента значение

Вследствие этого происходит изменение значений и знака аномалий, так как в верхней части глубоких скважин промывочная жидкость отдает тепло, а в нижней получает (рис. 75). В средней части скважины температура жидкости равна температуре пород. Амплитуда аномалии зависит от температуропроводности пород и расстояния между пластом и точкой равенства температур воды и породы.

Метод естественного теплового поля применяется в скважинах с восстановившимся термическим режимом, нарушенным бурением. Конфигурация термограмм таких скважин зависит от наличия в геологическом разрезе источников выделения (поглощения) тепла, от плотности теплового потока из недр, теплопроводности и видимой мощности пластов [29, 174].

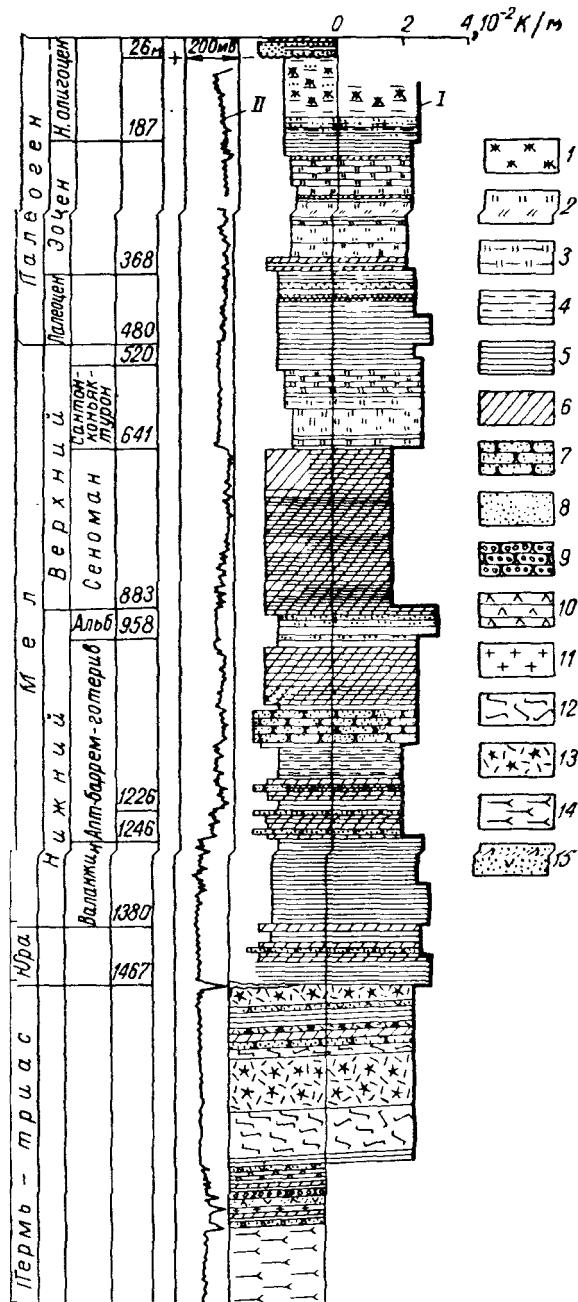


Рис. 76. Сопоставление геологического разреза с диаграммами геотермического градиента (I) и потенциалов собственной поляризации (II) (Тюменская скв. 1Р).

1 — Сидерит; 2 — опока; глина; 3 — опоковидная; 4 — разовая; 5 — аргиллит; 6 — алевролит; 7 — мелко- и среднезернистый песчаник; 8 — мелко- и среднезернистый песок; 9 — крупно- и грубозернистый песчаник; 10 — плагиоцорфир; 11 — гранит; 12 — риабаз; 13 — магнезиалекаменитая основная лава; 14 — габбродиабаз; 15 — туффит.

При отсутствии источников тепла и горизонтальном залегании пластов температура на глубине  $z$  в  $k$ -м пласте [174]

$$t_k(z) = t(0) + q \left[ \sum_{i=1}^{k-1} h_i \left( \frac{1}{\lambda_i} - \frac{1}{\lambda_k} \right) + \frac{z}{\lambda_k} \right] = \\ = t(0) + \sum_{i=1}^{k-1} h_i (\Gamma_i - \Gamma_k) + z \Gamma_k,$$

где  $t(0)$  — температура верхней поверхности первого пласта;  $h_i$ ,  $\lambda_i$  и  $\Gamma_i$  — соответственно мощность, коэффициент теплопроводности и геотермический градиент  $i$ -го пласта.

Для двух пластов

$$q = \lambda_i \Gamma_i = \lambda_j \Gamma_j \text{ или } \Gamma_i / \Gamma_j = \lambda_j / \lambda_i,$$

т. е. геотермический градиент при постоянной плотности теплового потока характеризует теплопроводность горных пород, в этом случае диаграмма градиента температуры позволяет расчленять геологический разрез скважины (рис. 76). При известном коэффициенте теплопроводности какого-либо пласта можно охарактеризовать теплопроводность всего геологического разреза скважины.

### Определение скорости фильтрации подземных вод по одиночным скважинам

Изучение движения подземных вод является одной из основных задач при гидрогеологических изысканиях. Скорость фильтрации подземных вод может быть установлена в благоприятных условиях методом естественного и искусственного тепловых полей.

**Метод естественного поля** использует тепловое поле водоносного пласта, для которого скорость фильтрации [173]

$$w_\phi = 2,5 \cdot 10^8 \lambda \Delta t / (\rho c h^2 \Gamma_0 \sin \phi), \quad (96)$$

где  $h$  — мощность пласта.

Определим скорость фильтрации подземных вод, мигрирующих в осадочной толще, вскрытой Максимкин-Ярской скважиной. Особенностью разреза этой скважины является общее охлаждение пород осадочной толщи. Понижение температуры пород вызвано длительным воздействием пресных более холодных вод, поступающих из Чулымо-Енисейского обрамления низменности. Воздействие подземных вод началось с конца среднеюрской эпохи и продолжается с некоторыми перерывами по мере накопления осадков до настоящего времени. Столь длительное воздействие подземных вод позволяет рассматривать тепловое состояние пород как стационарное.

Термограмма Максимкин-Ярской скважины искажена охлаждающим совместным влиянием водоносных комплексов геологического разреза скважины. Аномалия амплитудой  $4^\circ \text{C}$  наблюдается от поверхности до глубины

2000 м. Если принять для песчано-глинистой толщи  $\lambda = 3,5 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ ,  $c_m = 4,2 \text{ кДж}/(\text{кг} \cdot \text{К})$ ,  $\rho = 1000 \text{ кг}/\text{м}^3$ ,  $h = 2000 \text{ м}$ ,  $\Gamma_0 = 2,84 \cdot 10^{-2} \text{ К}/\text{м}$ ,  $\varphi = 1^\circ$ , то скорость фильтрации, вычисленная по формуле (96), составит 0,36 м/год.

При этом расчете не учтено наличие в разрезе непроницаемых пластов, изменение параметров  $c$  и  $\rho$  в зависимости от температуры и минерализации подземных вод, взаимное тепловое воздействие водоносных горизонтов, а также влияние других факторов. Однако полученные осредненные скорости фильтрации для большой толщи осадочных пород с различными водоносными комплексами по порядку величин согласуются со значением скорости фильтрации подземных вод (0,1 м/год) в апт-сено-манских отложениях, вычисленным по гидрогеологическим данным [174].

**Метод искусственного поля** использует тепловое поле, которое может быть создано в скважине источником тепла или заменой промывочной жидкости (воды) новой, у которой температура отличается от температуры пластовых вод.

Допустим, что в момент времени  $t = 0$  вода в скважине равномерно нагрета до температуры  $t_0$ . Если температура пластовых вод  $t_n < t_0$ , то вода в скважине будет остывать под воздействием переноса тепла движущейся жидкостью, конвекции и теплообмена с окружающими породами. Наибольшее изменение температуры вызывается горизонтальным движением подземных вод. В этом случае скорость фильтрации [99]

$$w_c = [1,81 d_c / (\tau_2 - \tau_1)] \lg [(t_1 - t_n) / (t_2 - t_n)]. \quad (97)$$

Скважина вносит искажение в поток пластовых вод, поэтому выражение (97) характеризует скорость движения воды в скважине. Вдали от скважины скорость движения пластовых вод будет другой. Это несоответствие можно учесть, введя в формулу коэффициент  $\vartheta$ .

$$w_\vartheta = (1/\vartheta) w_c.$$

Скорость фильтрации можно легко определить по номограмме (рис. 77), построенной по формуле (97), если известны значения  $d_c$ ,  $\tau_2$ ,  $\tau_1$ ,  $\vartheta$ ,  $t_1$ ,  $t_2$ ,  $t_n$ .

Использование номограммы рассмотрим на примере. Необходимо определить значение  $w_c$  по следующим данным:  $\Delta\tau = 2 \text{ ч}$ ,  $d = 127 \text{ мм}$ ,  $(t_1 - t_n) / (t_2 - t_n) = 2,95$ . Значение  $\Delta\tau$ , равное 2 ч, откладываем на шкале  $\Delta\tau$ . От этой точки проводим прямую до правой ветви номограммы через точку на шкале  $d_c$  с координатой 127 мм. Точку пересечения прямой и правой ветви номограммы соединяем с точкой  $(t_1 - t_n) / (t_2 - t_n) = 2,95$  на одноименной шкале. Точка пересечения этой прямой со шкалой  $w_c$  указывает скорость  $w_c = 1,31 \text{ м}/\text{сутки}$ ; при знании коэффициента  $\vartheta$  можно вычислить скорость фильтрации  $w_\vartheta$ .

Коэффициент  $\vartheta$  влияет на точность определения скорости фильтрации. Этот коэффициент оценивается приближенно, так как точно определить толщину и водопроницаемость глинистой корки на стенках скважины бывает трудно. Из практики известно, что для малоизроченных скважин колонкового бурения можно принять  $\vartheta = 1$ . Для скважин, пройденных с глинистой промывкой,

$\Phi = 0,3 \div 0,6$ . Для скважин, оборудованных фильтром с большой проницаемостью, но с не очень толстым фильтрующим слоем, принимают  $\Phi$  несколько меньше 2.

Рассмотренный способ определения скорости фильтрации пластовых вод имеет преимущество перед электролитическим методом,

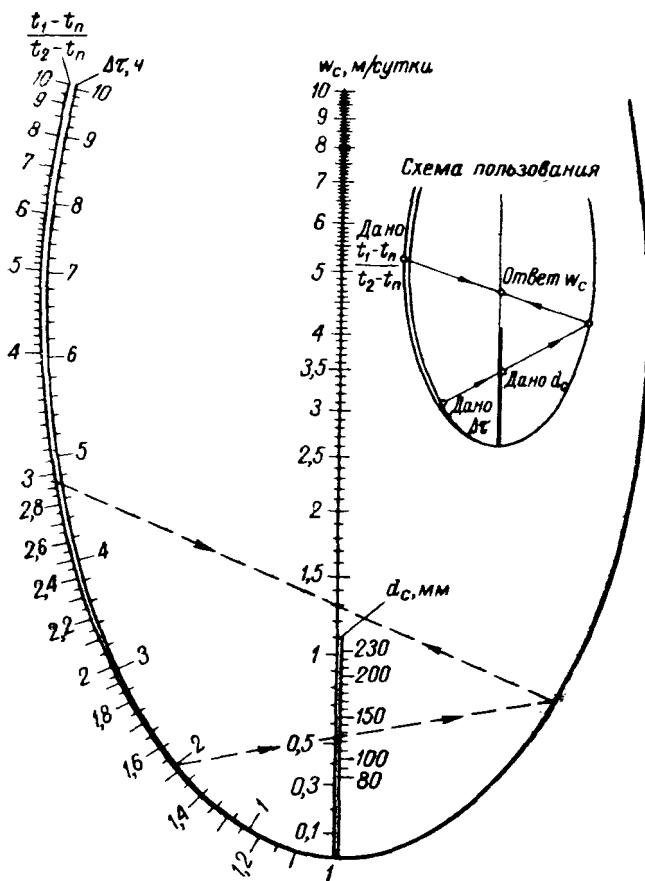


Рис. 77. Номограмма для определения скорости фильтрации.

так как для заполнения скважины можно использовать поверхностные воды или изменить температуру жидкости в скважине перемешиванием, кроме того, в этом случае отсутствует влияние осмотического давления.

#### Выявление перепада пластовых давлений

Способ оценки разницы пластовых давлений, основанный на использовании эффекта разогревания дросселирующей по пласту жидкости, разработан в Башкирском университете. Нагревание

пласта тем выше, чем больше перепад давления скважины — пласт. Перепад пластовых давлений, значительно отличающихся от гидростатического давления столба жидкости в скважине, сравнительно легко выявляется по термограмме (рис. 78, а) даже при наличии значительного затрубного движения жидкости (рис. 78, б). Возрастание со временем температуры жидкости в скважине

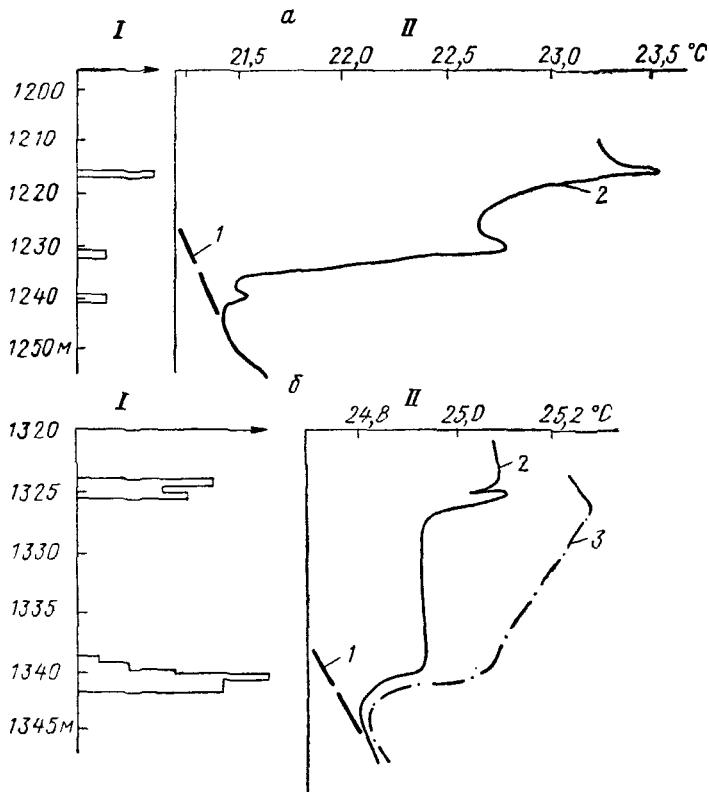


Рис. 78. Дебитограммы (I) и термограммы (II) скважин.  
Дебит скважины, м<sup>3</sup>/сутки: а — 29, б — 55.  
1 — геотермограммы; термограммы, зарегистрированные: 2 — сразу после остановки бурения, 3 — через 4 ч.

напротив верхнего отдающего пласта указывает на более повышенное пластовое давление, под действием которого происходит ее нисходящее затрубное движение. Сложнее установить малые различия пластовых давлений. Они могут быть выявлены с учетом состава поступающей в скважину жидкости и калориметрического эффекта, определяемого по термо- и дебитограммам.

## Прогнозирование зон аномально высокого пластового давления

Возрастание пластового давления вызывает изменение физических свойств глин. Глины становятся более рыхлыми, в них увеличивается содержание воды, теплопроводность которой в 3 раза ниже, чем теплопроводность минерального скелета большинства осадочных пород. Уменьшение теплопроводности глин приводит к повышению геотермического градиента. При бурении скважины по мере приближения к зоне аномально высокого пластового давления (АВПД) градиент температуры промывочной жидкости, выходящей из скважины, несколько уменьшается, а затем при выходе из покрывающих песчаников и вскрытии неуплотненных глин резко возрастает, с приближением же к подстилающему песчанику снова уменьшается. Такое изменение градиента температуры объясняется более высокой, чем у глин, теплопроводностью песчаника и адиабатическим расширением газа, поступающего в скважину.

Для уверенного выявления зоны АВПД желательно использовать форсированный режим бурения, поддерживать постоянными расход промывочной жидкости, диаметр долота и скорость бурения. Термограммы промывочной жидкости, полученные в устье скважины или на уровне долота в процессе бурения, позволяют заранее предупредить о приближении к зоне АВПД и избежать аварии скважины.

Количественная интерпретация получаемых данных проводится с использованием градиент-фактора

$$\Gamma\Phi = \Gamma_y/\Gamma_0$$

или градиент-отношения

$$\Gamma O = \Gamma_a/\Gamma_0,$$

где  $\Gamma_y$ ,  $\Gamma_a$  и  $\Gamma_0$  — градиенты температуры в устье скважины, аномальный и нормальный.

По данным, полученным в различных районах США, значение  $\Gamma\Phi \geq 2$  указывает на приближение забоя скважины к зоне АВПД. При неточном знании геотермического градиента следует осторожно относиться к значениям  $\Gamma\Phi > 1$ .

Закономерность изменения пластового давления с глубиной позволяет оценивать нефтегазонасыщенность геологического разреза. Так, в США установлена приуроченность основных запасов углеводородов к областям перехода нормального пластового давления к аномально высокому. При этом, чем уже эти области, тем меньше интервал промышленной нефтегазонасыщенности.

Определение пластового давления, проницаемости газоносных пластов и температуропроводности пород

В интервалах фильтрации жидкости и газа в скважинах возможно изменение температуры. При фильтрации жидкости температура повышается, при фильтрации газа — понижается. Такое

изменение температуры позволяет выявлять тип среды, насыщающей поровое пространство, до опробования пластов. Разность температуры при установившемся процессе зависит от перепада давления и коэффициента Джоуля — Томсона и приближенно характеризуется следующим выражением:

$$\Delta t = \varepsilon \Delta p, \quad (98)$$

где  $\varepsilon$  — коэффициент Джоуля — Томсона, зависящий от природы фильтрующейся среды, давления и температуры в интервале глубин залегания проницаемого пласта (табл. 11);  $\Delta p$  — перепад давления.

Т а б л и ц а 11

Коэффициент Джоуля — Томсона для метана,  $10^{-6}$  К/Па

Давление, $10^6$ Па	Температура, °С					
	21	38	55	71	88	105
0	3,99	3,54	3,18	2,79	2,51	2,24
17,3	4,18	3,79	3,29	2,94	2,64	2,38
34,5	4,18	3,72	3,29	2,95	2,64	2,36
51,8	4,05	3,59	3,21	2,86	2,55	2,29
69,1	3,84	3,41	3,04	2,58	2,41	2,15
86,1	3,56	3,17	2,81	2,47	2,19	1,97
103,5	3,29	2,91	2,55	2,25	1,99	1,78

Значение  $\Delta p$  определяется как разность пластового давления  $p_2$  и давления  $p_1$  в скважине на уровне выхода жидкости (газа), т. е.

$$\Delta p = p_2 - p_1.$$

При депрессиях порядка  $(9,81 \div 14,72) \cdot 10^6$  Па температура в скважине может быть на 20—35 К ниже температуры газоносного пласта.

Перепад температуры

$$\Delta t = t - t_1 = 2,3 (\varepsilon V)_{\text{cp}} \frac{\mu G}{2\pi h k_{\text{пр}}} \lg \frac{r_1}{r} = A \lg \frac{r_1}{r},$$

где  $G$  — массовый расход;  $h$  — мощность пласта;  $\varepsilon$  — среднее значение коэффициента Джоуля — Томсона;  $V$  — среднее значение удельного объема;  $t_1$  и  $t$  — температура потока на контуре питания радиусом  $r_1$  и на расстоянии  $r$  от оси скважины;  $k_{\text{пр}}$  — коэффициент проницаемости;  $\mu$  — динамическая вязкость.

Наибольший скачок температуры наблюдается при выходе газа из пласта в скважину, т. е. при  $r = r_c$ :

$$\Delta t_{\text{max}} = A \lg (r_1/r_c).$$

Такое изменение температуры может быть определено по термограммам, зарегистрированным в скважине при установившемся расходе газа.

Располагая сведениями о величинах  $r_1$ ,  $r_c$ ,  $G$ ,  $\mu$ ,  $(\varepsilon V)_{cp}$ ,  $h$  и  $\Delta t_{max}$ , можно оценить коэффициент проницаемости коллектора газа [145]

$$k_{np} = \frac{2,3 (\varepsilon V)_{cp} \mu G}{2\pi h \Delta t_{max}} \lg \frac{r_1}{r_c}.$$

При  $G = 0,5$  кг/с,  $\mu = 1,28 \cdot 10^{-5}$  Па·с,  $V = 0,028$  м<sup>3</sup>/кг,  $\varepsilon = 2,76 \times 10^{-6}$  К/Па,  $\Delta t_{max} = 0,5$  К,  $r_1 = 30$  м,  $r_c = 0,3$  м,  $h = 20$  м коэффициент проницаемости  $k_{np} = 0,36 \cdot 10^{-13}$  м<sup>2</sup>.

Вычислим пластовое давление, если амплитуда аномалии  $\Delta t = 0,5$  К,  $t_n = 311,15$  К (38° С), гидростатическое давление  $p_1 = 69,1 \cdot 10^5$  Па, коэффициент Джоуля — Томсона  $\varepsilon = 0,34 \cdot 10^{-5}$  К/Па. Из формулы (98) имеем

$$p_2 = p_1 + \Delta t / \varepsilon = 7,05 \cdot 10^6 \text{ Па.}$$

По техническим и экономическим причинам термические исследования скважины не всегда удается провести при стационарном потоке газа. Обычно возможность для таких исследований предоставляется после прекращения фильтрации газа, т. е. когда относительная амплитуда температурной аномалии достигает значения [74]

$$\frac{\Delta t}{\Delta t_0} \Big|_{r=r_c} = \frac{\sum_{n=1}^{\infty} I_0 [m_n (r_c/r_1)] \left[ m_n^2 I_1^2 (m_n) \right]^{-1} \exp \left[ -a (m_n/r_1) \tau \right]}{\sum_{n=1}^{\infty} I_0 [m_n (r_c/r_1)] \left[ m_n^2 I_1^2 (m_n) \right]^{-1}},$$

где  $I_0$  и  $I_1$  — функции Бесселя первого рода нулевого и первого порядка;  $m_n$  — корень уравнения  $I_0 (m_n) = 0$ ;  $\tau$  — время простоя в покое.

Относительная аномалия температуры зависит от температуропроводности и геометрических размеров зоны нарушения термического режима, а также от времени выравнивания температуры (рис. 79).

Определим исходное значение амплитуды температурной аномалии, если через 100 ч после прекращения фильтрации газа  $\Delta t_{r=r_c} = 0,1$  К при коэффициенте температуропроводности коллектора  $a = 0,56 \cdot 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с. По кривой, соответствующей этому значению коэффициента, находим  $(\Delta t / \Delta t_0)_{r=r_c} = 0,16$  и вычисляем  $\Delta t_0 = 0,625$  К.

Графики, приведенные на рис. 79, можно использовать также для определения коэффициента температуропроводности пород в естественных условиях залегания.

Найдем коэффициент температуропроводности эксплуатирующегося газоносного пласта по следующим данным:  $\Delta t_1 = 0,3$  К,  $\tau_1 = 20$  ч и  $\Delta t_2 = 0,1$  К при  $\tau_2 = 140$  ч. Для решения этой задачи на координатную сетку, вычерченную на кальке, нанесем в масштабе рис. 79 точки с координатами  $\Delta t_1$ ,  $\tau_1$ ;  $\Delta t_2$ ,  $\tau_2$ . Наложим кальку на рисунок так, чтобы оси ординат совместились; передвигая кальку вверх (вниз), добьемся совмещения точек

с какой-либо кривой или расположения их в соответствии с законом изменения соседних кривых. В этот момент положение ординаты  $\Delta t/\Delta t_0 = 1$  на кальке соответствует значению  $\Delta t_0$ . Коэффициент температуропроводности пласта при совпадении точек с кривой равен цифре этой кривой, а при расположении точек между кривыми определяется интерполяцией. Для рассматриваемого примера  $\Delta t_0 = 0,5$  К,  $a = 0,28 \cdot 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с.

При отсутствии фильтрации жидкости (газа) коэффициент температуропроводности горных пород может быть определен по

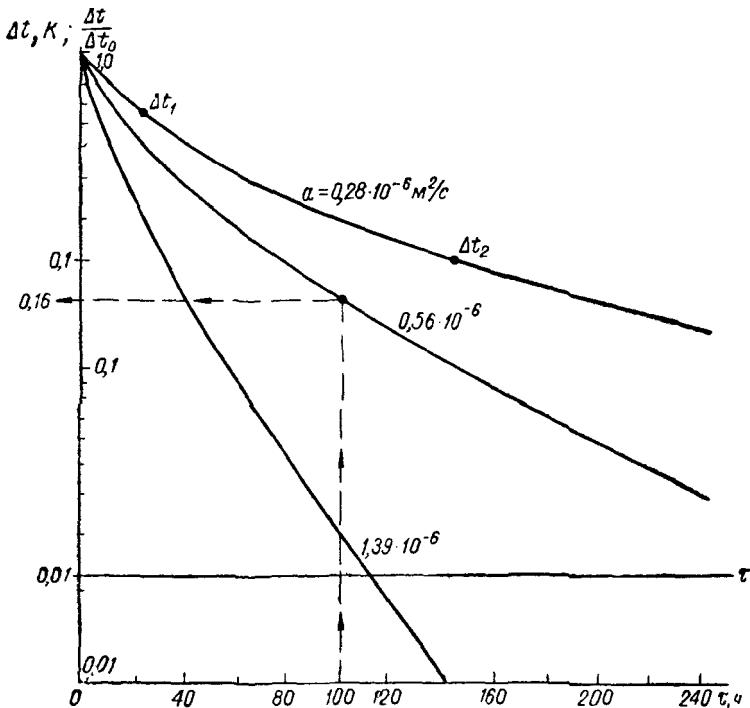


Рис. 79. Изменение относительной аномалии температуры во времени после прекращения фильтрации газа ( $r = r_c$ ).

данным, характеризующим восстановление термического режима. Остыивание или нагревание промывочной жидкости, заполняющей скважину, приближенно характеризуется зависимостью [170]

$$\frac{\Delta t}{\Delta t_0} = \frac{1}{4\pi} \left[ \text{Ei} \left( -\frac{r_c^2}{4a\tau} \right) - \text{Ei} \left( -\frac{r_c^2}{4a(\tau + \tau_1 + \tau_0)} \right) \right],$$

где  $\tau_1$  — время нарушения термического режима;  $\tau$  — время простоя скважины в покое;  $\tau_0$  — эффективное время (с учетом конечного диаметра скважины), для непроницаемых пород  $\tau_0 = r_c^2/(4a_c)$ ,  $a_c$  — коэффициент температуропроводности промывочной жидкости.

Зависимость  $\Delta t/\Delta t_0$  от времени  $\tau$  простоя скважины приведена на рис. 80, там же нанесены точки экспериментальных наблюдений. Для скв. Колпашевская 1Р показана температура на глубине 1400 м; при установившемся режиме по данным гидрогеологии

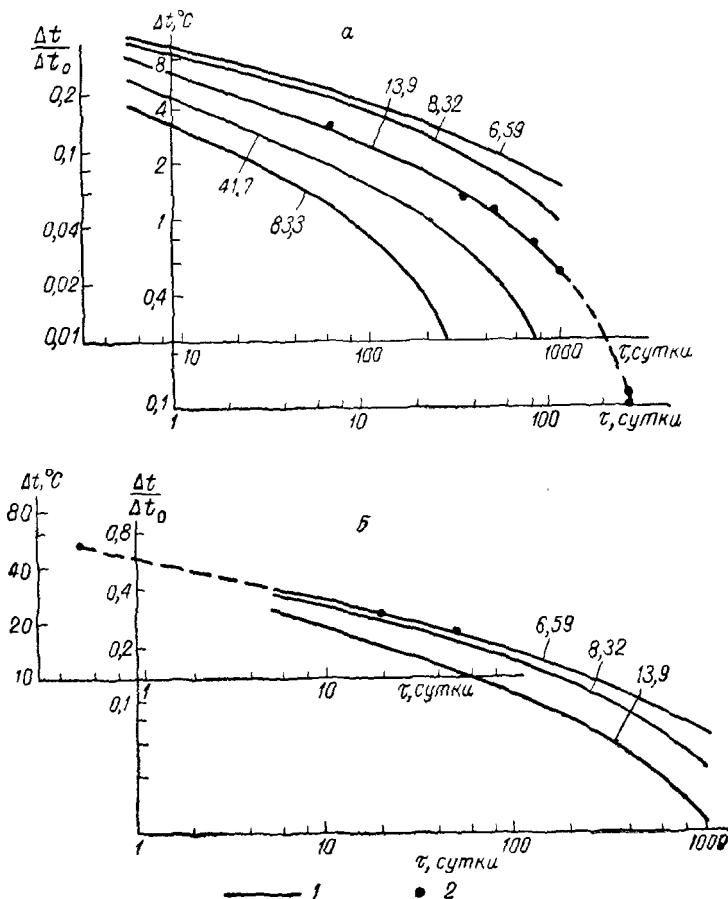


Рис. 80. Зависимости  $\Delta t/\Delta t_0$  и  $\Delta t$  от  $\tau$  [165].

Скважины: *а* — на Аляске, *б* — Колпашевская 1Р [165].  
*1* — теоретические кривые; *2* — экспериментальные точки. На кривых даны значения  $r_0/14a(t_1 + t_2) \cdot 10^{-5}$ .

тического опробования температура на этой глубине равна  $+64^\circ$  С. В зависимости от времени простоя скважины в покое до момента измерений были получены следующие значения температуры: через 0,5 суток —  $+13,5$ ; 20 —  $+42$ ; 50 —  $+46^\circ$  С. Общие закономерности экспериментальных и теоретических кривых совпадают. Некоторое смещение вызвано тем, что при построении опытных

кривых не учтено значение  $\Delta t_0$ . Кроме того, для скважины на Аляске не учтено время с момента прекращения бурения до момента замерзания промывочной жидкости. На рис. 80,б теоретическая кривая совмещена с экспериментальной, что позволяет подобрать параметр  $r_c^2/[4 a(\tau_1 + \tau_2)]$  для практической кривой и определить по значениям времени  $\tau_1$ ,  $\tau_2$  и радиусу  $r_c$  коэффициент температуропроводности горных пород, не имеющих зоны проникновения промывочной жидкости. Одновременно с этим, сняв отсчет по оси практической кривой против ординаты  $\Delta t/\Delta t_0 = 1$ , на бланке теоретических кривых находим значение  $\Delta t_0$ .

### Определение дебита продуктивных пластов

Найти дебиты продуктивных пластов при одновременной их эксплуатации можно на основании термических исследований скважины. При такой эксплуатации в стволе скважины происходит смешивание жидкостей (газов), имеющих разную температуру. Амплитуда изменения температуры в интервале смешивания двух потоков — восходящего и притекающего из стенок скважины — подчиняется калориметрическому закону (рис. 81) [162]:

$$G_1 c_{o1} \Delta t'_1 = G_2 c_{o2} \Delta t_2,$$

где  $c_{o1}$  и  $c_{o2}$  — удельная объемная теплоемкость потоков соответственно из нижнего и верхнего пластов с дебитами  $G_1$  и  $G_2$ ;  $\Delta t_1$  и  $\Delta t_2$  — амплитуды изменения температуры потока жидкости (газа) нижнего и верхнего пластов на уровне кровли верхнего пласта.

При определении дебитов нефтегазоносных пластов следует учитывать теплоемкости жидкой и газовой фаз. При одинаковой теплоемкости смещающихся жидкостей (газов), т. е. при  $c_{o1} = c_{o2}$ , имеем

$$G_1 \Delta t'_1 = G_2 \Delta t_2.$$

На уровне кровли верхнего (второго) пласта поток жидкости

$$G_1 + G_2 = [(\Delta t'_1 + \Delta t_2)/\Delta t'_1] G_2.$$

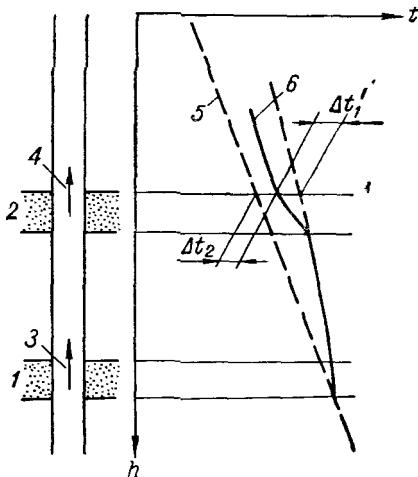


Рис. 81. Термограмма эксплуатационной скважины при смешивании потоков жидкости.

1, 2 — продуктивные пласти; потоки: 3 — восходящий  $G_1$ , 4 — суммарный  $G_1 + G_2$ ; термограммы: 5 — условная, 6 — действующей скважины.

На уровне кровли  $k$ -го пласта

$$\sum_{i=1}^h G_i = [(\Delta t'_{k-1} + \Delta t_k)/\Delta t'_{k-1}] G_k$$

или

$$G_k = [\Delta t'_{k-1}/(\Delta t'_{k-1} + \Delta t_k)] \sum_{i=1}^h G_i,$$

где  $G_k$  — дебит потока  $k$ -го пласта;  $k = 1, 2, \dots, n$ .

Конфигурация термограмм действующих скважин зависит от многих причин. В связи с этим в каждой скважине можно полу-

чить ряд термограмм при различных условиях ее работы. Количество факторов, влияющих на конфигурацию термограмм, может быть снижено при регистрации температуры после достаточно длительной работы скважины в стационарном режиме. На такие термограммы оказывают влияние в основном теплообмен потока в стволе скважины с окружающими средами, коэффициент Джоуля—Томсона и калориметрический эффект.

Термограммы, полученные при стационарном режиме работы скважины, можно использовать для определения дебитов пластов. Для этого в кровле каждого продуктивного пласта, за исключением

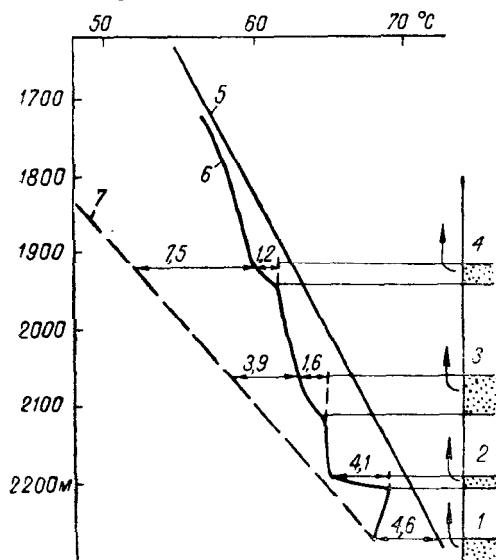


Рис. 82. Термограмма действующей эксплуатационной скв. 46 на Шебелинской площади [100].

1—4 — непроницаемые пласти; 5 — геотермограмма; термограммы: 6 — реальная, 7 — условная.

самого нижнего, по термограмме следует определить значения амплитуд изменения температуры  $\Delta t'$  восходящего потока и  $\Delta t$  потока из пласта. Амплитуду  $\Delta t$  находят как разницу между термограммой и условной термограммой, проведенной параллельно геотермограмме на расстоянии от нее, равном амплитуде изменения температуры против нижнего продуктивного пласта. Амплитуду  $\Delta t'$  определяют по максимальному отклонению термограммы в пределах продуктивного пласта от температуры потока нижнего пласта. Эффект смешивания возможен и в пределах нижнего пласта, когда в ствол скважины поступает более нагретая жидкость из нижней части пласта и несколько охлажденная — из верхней.

Рассмотрим использование полученных формул на примере расчета дебитов газоносных пластов скв. 46 на Шебелинской площади (рис. 82). Эта скважина с дебитом на устье  $G_0 = 252 \cdot 10^3 \text{ м}^3/\text{сутки}$  вскрыла четыре газоносных пласта, залегающих под непроницаемыми пластами. Первый газоносный пласт располагается у забоя скважины на глубине  $H_1 = 2280 \text{ м}$ . Дебиты пластов вычисляют с использованием коэффициента Джоуля — Томсона и формулы трубной гидравлики

$$p_{i+1} = \sqrt{p_i^2 + [(p_i^2 - p_y^2)/H_i] (H_i - H_{i+1})},$$

где  $p_i$  и  $p_{i+1}$  — давление на уровне кровли  $i$ -го и  $(i+1)$ -го пластов;  $H_i$  и  $H_{i+1}$  — глубина залегания этих пластов;  $p_y$  — давление в устье скважины.

Вычислим температуру в скважине на глубине залегания второго газоносного пласта  $H_2 = 2202 \text{ м}$ . Температура и давление при стационарной работе скважины на глубине 2280 м соответственно равны:  $t_1 = 67^\circ \text{C}$ ,  $p_1 = 190 \cdot 10^5 \text{ Па}$ . Температура, определенная по геотермограмме на этой глубине,  $t = 71,6^\circ \text{C}$ . Статическое давление, измеренное во время остановки скважины,  $p_{\text{ст}} = 201 \cdot 10^5 \text{ Па}$ .

Из формулы (98) коэффициент Джоуля — Томсона  $\varepsilon = (t - t_1)/(p_{\text{ст}} - p_1) = 0,4 \cdot 10^{-5} \text{ К/Па}$ . При  $p_y = 59 \cdot 10^5 \text{ Па}$  давление в скважине против кровли второго газоносного пласта  $p_2 = 187 \cdot 10^5 \text{ Па}$ . Понижение давления в скважине на уровне кровли второго пласта  $\Delta p_2 = p_{\text{ст}} - p_2 = 14 \cdot 10^5 \text{ Па}$ . В связи с уменьшением давления понижение температуры в скважине  $\Delta t_2 = \varepsilon \Delta p_2 = 5,8 \text{ K}$ ; на глубине 2202 м температура  $t_2 = t - \Delta t_2 = 63,6^\circ \text{C}$  ( $t$  — температура по геотермограмме на уровне кровли второго пласта).

Таким же способом находят значения температуры на глубине залегания остальных газоносных пластов и по этим значениям строят условную термограмму. Дебиты ( $10^3 \text{ м}^3/\text{сутки}$ ) четвертого, третьего и второго газоносных пластов этой скважины соответственно равны:

$$G_4 = [\Delta t'_3 / (\Delta t'_3 + \Delta t_4)] G_0 = 34,8;$$

$$G_3 = [\Delta t'_2 / (\Delta t'_2 + \Delta t_3)] (G_0 - G_4) = 63,3;$$

$$G_2 = [\Delta t'_1 / (\Delta t'_1 + \Delta t_2)] (G_0 - G_4 - G_3) = 134;$$

дебит газа, поступающего с нижнего горизонта,

$$G_1 = G_0 - G_4 - G_3 - G_2 = 19,9.$$

Вычисленные значения дебитов пластов совпадают с результатами их испытаний [100].

Прогнозирование приближения забоя горной выработки к обводненным зонам

Приближение забоя к обводненным зонам предсказывается по данным измерения температуры в опережающих забой шпурах [113]. Следует учитывать, что результаты измерения могут быть искажены нарушением термического режима бурением шпура. Процесс восстановления термического режима можно разбить на два этапа. На первом этапе продолжительностью 5—15 мин ход температуры в шпуре имеет сложный вид, на втором этапе, продолжающемся многие часы, температура изменяется по закону [113]

$$t - t^* = (t_0 - t^*) \sum_{n=1}^{\infty} A_n \exp(-B_n \tau),$$

где  $t$  и  $t_0$  — температура в моменты времени  $\tau$  и окончания первого этапа ( $\tau = 0$ );  $t^*$  — температура горных пород при восстановившемся режиме;  $A_n$  — коэффициенты, определяемые условиями теплопередачи на стенах шпура и его размерами;  $B_n$  — постоянные, зависящие от термических свойств горных пород и диаметра шпура.

Этот ряд быстро сходится, поэтому можно ограничиться его первым экспоненциальным членом. Тогда

$$t^* = (t_1 t_2 - t_3^2) / (t_1 + t_2 - 2t_3),$$

где  $t_1$ ,  $t_2$ ,  $t_3$  — температура в моменты времени  $\tau_1$ ,  $\tau_2$ ,  $\tau_3 = (\tau_1 + \tau_2)/2$ .

Из-за приближенного значения экспоненциальной зависимости следует удлинять время наблюдений и вычислять температуру  $t_1^*$ ,  $t_2^*$  и  $t_3^*$  по ряду отрезков кривой восстановления термического режима. Изменение значений  $t^*$  в этом ряду объясняется влиянием остальных отброшенных членов суммы, с удлинением времени наблюдений значения  $t_2^*$  и  $t_3^*$  колеблются в пределах погрешности и могут быть приняты за ненарушенную шпуром температуру горных пород. Изменение этой температуры по мере продвижения забоя выработки указывает на приближение к обводненным участкам.

### Выявление газоносных горизонтов

Разработан новый метод выявления и изучения газоносных горизонтов по термическим свойствам горных пород, определяемым в естественных условиях залегания. Метод успешно опробован в скважинах нефтяных и газовых месторождений, а также и подземных газохранилищах [41]. Предложенный метод оказался эффективным и в обсаженных скважинах, пройденных в карбонатных и глинисто-алевритовых отложениях, где комплекс промыслового-геофизических исследований выделяет газоносные горизонты не всегда.

Метод основан на следующих положениях: постоянство объемной теплоемкости абсолютно сухих карбонатных и терригенных пород, зависимости ее от пористости  $k_n$  и газонасыщенности  $k_r$  коллекторов, более низкой теплоемкости свободного газа по сравнению с теплоемкостью воды и скелета породы (рис. 83). Это свойство газа позволяет расчленять геологические разрезы скважин и выделять водоносные и газоносные коллекторы с коэффициентом пористости, превышающим 5%, независимо от минералогического состава пород и структуры порового пространства.

Газоносные коллекторы можно выделять и при отсутствии сведений о точных значениях пористости горных пород, так как в зависимости  $a = f(\lambda)$  угловой коэффициент кривых с одинаковым насыщением равен  $\lambda/a = c_p = f(k_n)$ , а коэффициент теплопроводности  $\lambda$  является функцией коэффициента пористости  $k_n$  и характеризует насыщение (рис. 84).

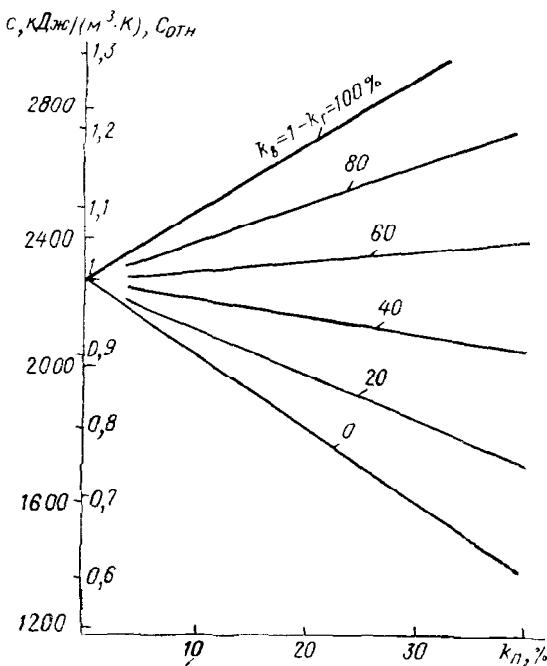


Рис. 83. Зависимость относительной объемной теплоемкости известняка от пористости при разных коэффициентах газо- и водонасыщенности [42].

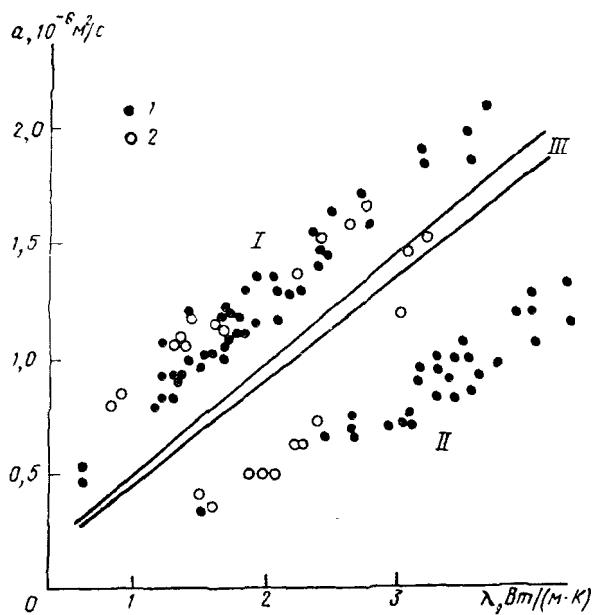


Рис. 84. Зависимость температуропроводности песчаников (1) и известняков (2) от теплопроводности [42].

Породы: I — газоносные, II — водоносные, III — плотные.

При интерпретации термограмм необходимо знать температуропроводность или теплоемкость пород геологического разреза в естественных условиях залегания, эти параметры могут быть определены по темпу восстановления температуры ствола скважины.

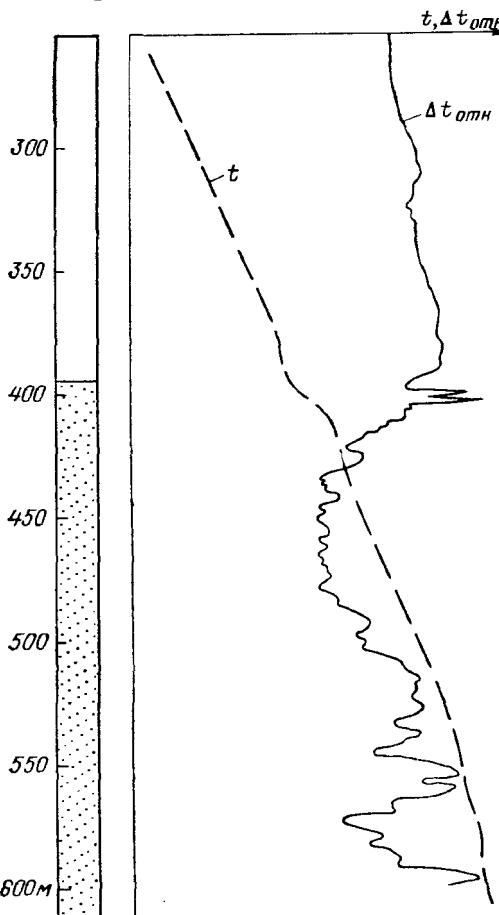


Рис. 85. Выделение газоносных горизонтов по параметру относительной температуры.

бина 400 м узкая отрицательная аномалия появляется в скважину через муфту обсадной колонны.

$t, \Delta t_{отн}$

Газоносные горизонты выделяются по относительному значению объемной теплоемкости  $\rho p$ :

$$\Delta t_{отн} = \Delta t_1 / \Delta t_2 = f(\rho p),$$

где  $\Delta t_1$  и  $\Delta t_2$  — температуры, измеренные в процессе восстановления теплового поля при значениях параметра Фурье соответственно  $Fo < 1$  и  $Fo > 3$ .

На рис. 85 приведены результаты исследования скв. 118 на Калужской площади. Термограммы записаны через 0,5; 1 и 13 ч после открытия задвижки. Для всей скважины рассчитан параметр  $(t_{0,5} - t_1) / (t_{0,5} - t_{13})$ , характеризующий объемную теплоемкость обсадной колонны, цементного камня и горных пород. В интервале 400—600 м отрицательной аномалией отмечается присутствие газа в цементе и горных породах. На глубине 400 м узкая отрицательная аномалия вызвана поступлением газа в скважину через муфту обсадной колонны.

## § 32. Искусственное воздействие на пласт при добыче нефти

Для повышения нефтеотдачи используют заводнение и нагнетание газа, воды и водяного пара в эксплуатируемые пласти, применяют также внутрипластовые движущиеся очаги горения.

Проблема совершенствования нефтедобычи была поставлена И. М. Губкиным. Внедрение методов подземного горения и нагнетания горячих вод принадлежит А. Б. Шейману. В решении этой проблемы участвуют многие научные и производственные организации.

Для обеспечения рациональной разработки пласта воздействием на него холодного или горячего агента необходимо знать изменение температурного поля продуктивного пласта во времени, скорость перемещения изотерм и расход рабочего агента. Закачка холодного или горячего агента изменяет температуру пласта и вмещающих пород.

При заводнении часто применяют воды, температура которых ниже, чем у эксплуатируемого пласта. В результате происходит охлаждение пласта, нарушение фазового равновесия нефти, выпадение гетероорганических компонентов (асфальтенов, смол) и твердых углеводородов (парафинов). Изменение температуры особенно сильно влияет на пластины, содержащие тяжелую вязкую нефть. В таких пластах даже незначительное понижение температуры приводит к резкому увеличению вязкости нефти. При нагнетании в пласт горячей воды и водяного пара или создания подвижного очага горения происходит повышение температуры и понижение вязкости пластовой нефти, растворение выпавшей из нефти твердой фазы, ослабление капиллярных сил и, следовательно, увеличение нефтеотдачи. В результате испарения легких фракций нефти, образования пара из пластовой воды, легких углеводородов, сильно нагретых углеводородных и нейтральных газов в пласте повышается давление. Совместное воздействие теплового и динамического факторов способствует повышению нефтеотдачи даже на месторождениях с низкой температурой пласта.

### Температурное поле пласта при закачке воды

Одно из приближенных решений этой задачи дано М. А. Пуловкиным [131] для проницаемого пласта мощностью  $h$ , залегающего во вмещающих породах одинаковых с пластом физических свойств.

Вода (промышенные отходы) поступает в пласт из нагнетательной скважины. Положение заданной изотермы относительно оси скважины выражается формулой

$$r = \sqrt{[(\sqrt{D^2 - \varepsilon} - D) c_{*} Q h] / (4 \pi k_{\text{п}} \lambda_{\Delta})},$$

где

$$D = z - 1 + 6n(1 - \sqrt{\vartheta})^2; \quad \varepsilon = (z - 1)^2 - (1 - \sqrt{\vartheta})^2 \tau; \\ \vartheta = (t - t_0) / (t_{*} - t_0);$$

$t_{*}$ ,  $t_0$  и  $t$  — температура соответственно закачиваемой жидкости и пласта до и после закачки;  $n = c_{\Delta} / c_{\text{п}}$ ;  $c$ ,  $c_{\text{п}}$ ,  $c_{*}$  — объемная тепло-

емкость слоя с закаченной жидкостью, пласта и жидкости;  $\tau = [4\lambda_n/(c_n h^2)]\tau_1$ ;  $\lambda_n$  и  $\lambda_\Delta$  — коэффициенты теплопроводности пласта до и после закачки;  $\tau_1$  — продолжительность нагнетания жидкости;  $z = 2z_1/h$ ;  $z_1$  — ордината, направленная вверх от середины пласта;  $k_n$  — коэффициент открытой пористости пласта;  $Q$  — расход нагнетаемой жидкости.

Фронт продвижения фиксированной температуры в вертикальном направлении от середины пласта равен

$$z_1 = h [0,5 + (1 - \sqrt{\vartheta})^2 \sqrt{3n(\tau - 2R^2)} - 2R],$$

где

$$R = \sqrt{r^2 - r_*^2}; \quad r = \sqrt{8\pi k_n \lambda_n / (h Q c_\infty)} r_c;$$

$$r_* = (r/r_1) r_c;$$

$r_1$  — абсцисса, направленная от оси скважины.

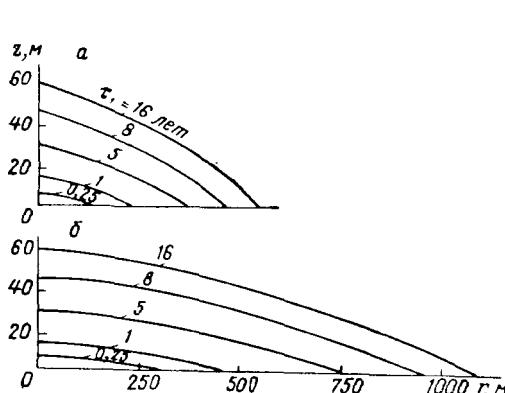


Рис. 86. Изотермы 34° С при дебите нагнетания воды 500 (а) и 2000 м<sup>3</sup>/сутки (б) [131].

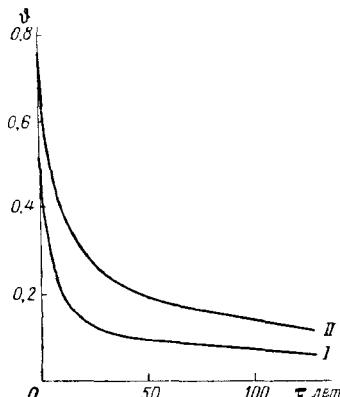


Рис. 87. Выравнивание температуры пласта мощностью 2 м через 1 (I) и 5 (II) лет после прекращения закачки воды.

Фронт нагнетаемой жидкости продвигается вдоль пласта в соответствии с зависимостью

$$r_* = \sqrt{Q\tau_1 / [2\pi h k_n (1 - k_{o,n} - k_{o,v})]},$$

где  $k_{o,n}$  и  $k_{o,v}$  — коэффициенты остаточной нефте- и водонасыщенности.

Скорость перемещения фронтов фиксированной температуры (рис. 85)

$$dr_1/d\tau_1 = (3/2) [c_\infty Q (1 - \sqrt{\vartheta})^2 / (\pi h k_n c_n r \sqrt{D^2 - \varepsilon})];$$

$$dz_1/d\tau_1 = 12a^2 (1 - \sqrt{\vartheta})^2 / [h^2 \sqrt{3n(\tau - 2R^2)}],$$

где  $a$  — коэффициент температуропроводности пласта

Приведенные закономерности показывают, что фронт нагревания (оклаждения) пласта распространяется медленнее, чем фронт нагнетаемой воды.

После закачки жидкости относительная температура пласта

$$\Theta = \frac{1}{2\sqrt{a\pi(\tau-\tau_1)}} \int_{-\infty}^{+\infty} \operatorname{erfc} \frac{|\xi|}{2\sqrt{a\tau_1}} \exp \left[ -\frac{z-\xi}{4a(\tau-\tau_1)} \right] d\xi, \quad \tau > \tau_1.$$

Восстановление термического режима пласта при  $a = 0,91 \times 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$  приведено на рис. 87.

### Температурное поле пласта при нагнетании водяного пара

Знание законов изменения температурного поля при тепловой обработке пласта позволяет определять глубину его прогрева и время, необходимое для распространения температуры на заданное расстояние, а также вычислить радиус прогревания, если известна продолжительность тепловой обработки. При обработке водяным паром в пласте создаются три температурные зоны. Первая от скважины зона приобретает температуру насыщенного пара, соответствующую точке кипения воды при существующем давлении. Во второй зоне температура изменяется от точки кипения воды до первоначальной температуры пласта, т. е. до температуры третьей зоны.

Радиус первой зоны [97]

$$r_1 = \sqrt{Q_m L \tau / (\pi \hbar c_p)},$$

где  $Q_m$  — массовый расход пара;  $L$  — скрытая теплота парообразования воды при расчетном давлении в пласте.

Изменение температуры во второй зоне пласта

$$\Theta = \exp(\xi_1 - \xi) \frac{1 + \xi + (1/2!) \xi^2 + \dots + [1/(k-1)!] \xi^{k-1} + (1/k!) \xi^k}{1 + \xi_1 + (1/2!) \xi_1^2 + \dots + (1/k!) \xi_1^k},$$

$$\xi = r^2 / (4a\tau); \quad \xi_1 = r_1^2 / (4a\tau); \quad \xi \geq \xi_1; \quad \Theta = (t - t_n) / (t^* - t_n);$$

$t^*$  — температура пара.

Положив в последнем выражении  $\xi_1 = 0$ , получим известную формулу Э. Б. Чекалюка [162]:

$$\Theta = \exp(-\xi) [1 + \xi + (1/2!) \xi^2 + \dots + (1/k!) \xi^k],$$

справедливую для характеристики теплового поля пласта, прогреваемого горячей жидкостью. Расчет, выполненный Г. Е. Малофеевым [97], показывает, что прогрев пласта горячей водой происходит медленнее, чем насыщенным паром, причем с увеличением времени нагнетания пара это отставание возрастает (рис. 88).

Следует отметить, что теплообмен между породами пласта и движущимся в их порах теплоносителем происходит в основном на весьма узком **интервале пути**. Это позволяет значительно

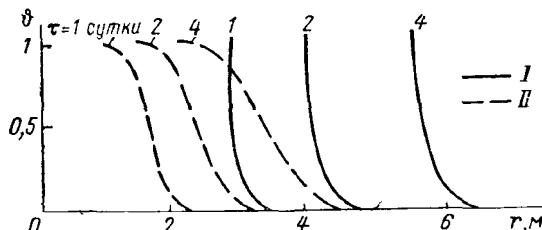


Рис. 88. Распределение температуры в пласте при нагнетании пара (I) и горячей воды (II) [96].

снизить расход тепловой энергии и повысить экономичность обработки пласта, образовав вокруг скважины горячий кольцевой вал и проталкивая его последующим нагнетанием холодной воды.

### Температурное поле пласта при внутрипластовом движении очага горения

Очаг горения в нефтяном пласте создается вокруг забоя нагнетательной скважины. По мере нагнетания воздуха очаг распространяется по пласту. Распределение температуры в пласте и движение очага горения зависят от термических свойств пород, расхода нагнетаемого окислителя (воздух, газ), нефтесодержания пласта, высоты фронта горения.

Если фронт горения рассматривать как движущийся источник тепла, перед которым распространяется тепловая волна, то скорость перемещения фронта горения при постоянном расходе окислителя выражается формулой [6]

$$w = dr_1/d\tau_1 = A/r_1,$$

где

$$A = -Q_k \eta_{ik} Q_v / (2\pi \eta_h \rho_p h);$$

$Q_k$  — содержание кислорода в газе;  $\eta_{ik}$  — массовое отношение нефть — кислород в реакции горения нефти;  $Q_v$  — массовый расход воздуха (газа);  $\eta_h$  — количество нефти, сгорающей в единице объема, относительно ее содержания в пласте

Путь, пройденный фронтом горения за время  $\tau_1$ ,

$$r_1 = \sqrt{r_c^2 + 2A\tau_1}.$$

Температура пласта перед движущимся фронтом горения

$$t(r_1, z_1, \tau_1) = t_n + \frac{G \exp [A/(2a)]}{8a c_n} \int_0^\tau \exp \left( -\frac{r_1^2 + r_c^2 + 2A\tau_1}{4ax} \right) \times \\ \times J_0 \left( \frac{r_1 \sqrt{r_c^2 + 2A(\tau_1 - x)}}{2ax} \right) \left( \operatorname{erf} \frac{h + 2z_1}{4\sqrt{ax}} + \operatorname{erf} \frac{h - 2z_1}{4\sqrt{ax}} \right) \frac{dx}{x}, \quad (99)$$

где  $J_0$  — функция Бесселя первого рода нулевого порядка от мнимального аргумента.

Выражение (99) не учитывает конвективного переноса тепла по пласту газами, что повышает температуру в зоне горения в среднем на 20% и слабо сказывается на распределении температурного поля. С продвижением фронта горения по пласту уменьшается его кривизна, на расстоянии нескольких метров от скважины фронт можно считать практически плоским. В этом случае температура перед фронтом горения

$$t = t_n + (M/w_b) S(\xi, \tau_1),$$

где

$$M = \frac{G}{c_n}; \quad \xi = \frac{(w_\phi + \alpha w_b)(x - w_\phi \tau_1)}{2a}; \quad \tau = \frac{(w_\phi + \alpha w_b)^2 \tau_1}{4a};$$

$$S(\xi, \tau_1) = \frac{1}{2} \left\{ \exp(-\xi - |\xi|) \left[ 1 - \operatorname{erf} \left( V\bar{\tau} - \frac{|\xi|}{2V\bar{\tau}} \right) \right] - \right. \\ \left. - \exp(-\xi + |\xi|) \left[ 1 - \operatorname{erf} \left( V\bar{\tau} + \frac{|\xi|}{2V\bar{\tau}} \right) \right] \right\}; \quad (100)$$

$w_\phi$  и  $w_b$  — скорости движения фронта горения и нагнетания воздуха (газа);  $\alpha = c_{gr}/(c_n \rho_n)$ .

Функция  $S(\xi, \tau_1)$  табулирована (табл. 12).

Таблица 12

Функция  $S(\xi, \tau_1)$  [6]

$\tau_1$	$\xi$						
	0	0,25	0,5	0,75	1,0	1,5	2,0
0,1	0,34	0,12	0,03	0,01	0	0	0
0,5	0,68	0,36	0,18	0,09	0,04	0,01	0
1,0	0,84	0,48	0,27	0,15	0,07	0,03	0
2,0	0,95	0,56	0,34	0,20	0,13	0,04	0,01
5,0	1,0	0,61	0,37	0,22	0,14	0,05	0,02

Для больших значений  $\tau$  из выражения (100) получим

$$t = t_n + \frac{q \rho_n \eta_n \rho_r Q_k \eta_{hk}}{c_n \rho_r Q_k \eta_{hk} + c_r \rho_n \eta_n} \exp \left[ - \frac{(w_\phi + \alpha w_b)(x - w_\phi \tau_1)}{a} \right], \quad (101)$$

где  $q$  — теплота сгорания топлива (нефти);  $c_r$  и  $\rho_r$  — объемная теплоемкость и плотность газа.

Выражение (101) характеризует установившееся распределение температуры перед фронтом горения. Полагая в нем  $x = w_\phi \tau_1$ , получаем температуру фронта горения

$$t_\phi = t_n + \frac{q \rho_n \eta_n \rho_r Q_k \eta_{hk}}{c_n \rho_r Q_k \eta_{hk} + c_r \rho_n \eta_n}.$$

Отсюда следует, что установившаяся температура фронта горения зависит при прочих равных условиях от содержания кислорода в нагнетаемом газе; горение происходит при условии

$$\eta_h > \eta_{h \min} = \frac{c_{\text{п}} \rho_{\text{г}} Q_{\text{к}} \eta_{\text{нк}} t_{\Phi \min}}{q \rho_{\text{п}} \rho_{\text{г}} Q_{\text{к}} \eta_{\text{нк}} - c_{\text{г}} \rho_{\text{п}} t_{\Phi \min}}.$$

Температура на фронте горения

$$t = t_{\text{п}} + \frac{M}{w_{\text{в}}} \operatorname{erf} \left( \frac{w_{\Phi} + \alpha w_{\text{в}}}{2} \sqrt{\frac{\tau_1}{a}} \right).$$

Полагая  $\operatorname{erf} x = 0,95$ , получаем время установления температуры на фронте горения

$$\tau \approx 8a / (w_{\Phi} + \alpha w_{\text{в}})^2.$$

Очаг горения обычно распространяется в пласте конечной мощности, поэтому наблюдается уменьшение температуры горения от центра пласта к вмещающей среде. Для поддержания горения в таком пласте необходимо, чтобы температура в центре фронта горения превышала удвоенную минимальную температуру горения у границ пласта, т. е. должно соблюдаться условие [6]:

$$\eta_h > \eta_{h \min} \Big|_{B > 2},$$

где

$$B = (w_{\Phi} + \alpha w_{\text{в}}) h / (4a).$$

Скорость нагнетания окислителя ограничивается приемистостью скважин, поэтому с удалением фронта горения от скважины его скорость замедляется, температура у границ пласта становится ниже температуры горения, что приводит к затуханию процесса.

### § 33. Термические методы разработки месторождений твердых полезных ископаемых

Ведутся исследования по созданию рациональных физико-химических методов добычи и переработки минерального сырья подземным способом без извлечения на поверхность огромной массы вмещающих пород. Внедрение новых эффективных методов добычи серы, солей, цветных и редких металлов, а также подземное сжигание горючих ископаемых с целью получения газа увеличивают сырьевую базу горной промышленности, так как появляется возможность ввода в строй месторождений с низким содержанием полезного компонента и труднообогатимых руд, добыча и переработка которых обычными методами неэкономична.

Для новых методов нужно гораздо меньше техники, с их вводом улучшаются условия труда и повышается производительность, снижается себестоимость добываемого компонента, исключается заражение атмосферы вредными газами и пылью, не происходит отравления рек и озер водами из отвалов и хвостов

обогатительных фабрик, отводится меньше земель под горные предприятия. В настоящее время к числу методов, использующих тепло, следует отнести подземное выплавка солей, выплавку серы, газификацию горючих ископаемых, извлечение нефти и ртути. При этом для каждого полезного ископаемого подбирается оптимальная температура.

### § 34. Использование термальных вод и пара в народном хозяйстве

Мировые запасы сырья для получения тепловой энергии ограничены и практически невозобновляемы, к тому же быстрее других истощаются более экономичные и благоприятные для разработки месторождения. Развитие же народного хозяйства требует непрерывного увеличения энергетических ресурсов и использования новых видов энергии, одним из которых может стать внутреннее тепло Земли. Количество тепла, выделяемого Землей в мировое пространство за год, значительно больше того, которое может быть получено при сжигании всех мировых запасов топлива (уголь, нефть, газ, торф и пр.). Основными носителями тепла Земли в настоящее время являются горячая вода, пар, пароводяные и парогазовые смеси в земной коре [10, 45, 54].

С помощью воды можно осваивать тепловые ресурсы магматических очагов, вулканов и горных пород. Термальные воды выгодно отличаются от других видов энергетических ресурсов широкой распространностью, доступностью, высокими параметрами тепла, возрастающими с глубиной, возобновляемостью, колоссальными запасами, стабильностью при правильной эксплуатации и возможностью комплексного использования.

Земная кора содержит огромное количество преимущественно горячих и перегретых вод. По прогнозным ориентировочным расчетам В. И. Вернадского, содержание воды в земной коре не ниже 8% от массы породы. В мантии количество воды может быть приближенно оценено по ее содержанию в изверженных породах (0,5—4%) и лавах действующих вулканов (2—10%). По данным АН СССР подземный бассейн термальных и перегретых вод земной коры обладает энергией около  $1,47 \cdot 10^{23}$  Дж, а возобновляемые запасы подземных вод достигают  $7 \cdot 10^8$  км<sup>3</sup> [149].

Глубинное тепло Земли является готовым источником теплоснабжения и наиболее дешевым видом энергии, не требующим котельных установок и транспорта. Эксплуатация глубинного тепла Земли не загрязняет атмосферу, улучшает санитарные и бытовые условия труда и жизни. Энергетическому использованию природного глубинного тепла придается важное значение [43].

Использование термальных вод на территории СССР, судя по археологическим находкам, началось в неолите, а возможно, и палеолите. На источниках минеральных вод в Грузии и Армении

обнаружены древние ванны и примитивные сооружения бронзового и железного веков, подтверждающие применение термальных вод в бальнеологических целях. Возможности для широкого использования тепла Земли появились с развитием техники глубокого бурения, т. е. в начале XX в. Однако большие запасы угля, леса, торфа, нефти, горючих сланцев, а также слабая изученность территории в отношении геотермических ресурсов ограничивали практическое использование тепла Земли.

Большое значение имеет применение горячих подземных вод в освоении и заселении бесстопливных районов (тундра, пустыня), где сосредоточены ценные полезные ископаемые. Не менее важно разработать эффективный и экономичный метод оттаивания пород в районах многолетней мерзлоты. Для этой цели по расчетам Ленинградского горного института пригодны воды температурой  $20-30^{\circ}\text{C}$  с минимальным дебитом  $250 \text{ м}^3/\text{ч}$ . Такие воды любой минерализации могут быть получены непосредственно из недр Земли или предварительной закачкой холодных вод в специально пробуренные скважины глубиной 2—4 км, соединенные между собой с помощью взрывов. Движущиеся по скважинам воды нагреваются теплом земной коры. По расчетам Ю. Д. Дядкина, каждая пара скважин может обеспечивать непрерывный нагрев воды до  $20-80^{\circ}\text{C}$  с расходом  $400-500 \text{ м}^3/\text{ч}$  в течение 10—30 лет.

В настоящее время успешно используются горячие воды в Махачкале, где тепловая энергия недр Земли обходится в 25 раз дешевле, чем энергия от теплоэнергоцентрали. Полная теплофикация Махачкалы термальными водами сохранит в год 60 тыс. т нефти и очистит атмосферу над городом. Во многих районах Советского Союза горячие подземные воды широко используются для хозяйственных и бальнеологических нужд, в установках для кондиционирования воздуха в общественных и производственных зданиях. Применение тепла Земли в народном хозяйстве улучшает условия труда и жизни населения, экономит горючие полезные ископаемые и лес. Установлена возможность использовать горячие воды для теплофикации многих крупных промышленных и сельскохозяйственных районов и городов (Тбилиси, Ереван, Махачкала, Грозный, Нальчик, Краснодар, Красноярск, Астрахань, Ташкент, Омск, Тобольск, Алма-Ата, Фрунзе, Петропавловск-на-Камчатке и др.).

Наиболее крупной базой для развития термальной энергетики являются районы многочисленных вулканов Камчатки и Курильских островов. Например, тепло только одного промежуточного магматического очага с температурой  $700-800^{\circ}\text{C}$  на глубине 3—5 км в районе действующего вулкана Авача может обеспечить работу геотермальной электростанции мощностью не менее 1 млн. кВт на многие десятилетия.

Теплично-парниковые комбинации создаются на Камчатке, в Дагестанской, Чечено-Ингушской АССР и других районах. Предполагается использовать тепло Банных ключей для отопления

Петропавловска. На пути до города горячая вода теплоцентрали согреет населенные пункты и парниковое хозяйство района. Построена Паужетская геотермальная электростанция небольшой мощности, которая по стоимости строительства и годовым эксплуатационным расходам экономичнее тепловой станции на обычном топливе. На Среднепаратунских источниках действует опытная фреоновая установка, использующая воду с температурой 85° С.

Применение тепла Земли как источника тепловой и электрической энергии началось в районах, обладающих большой концентрацией тепла на малых глубинах. Такими районами оказались территории вблизи действующих или недавно потухших вулканов. Однако еще большими ресурсами располагают артезианские бассейны платформ и крупных предгорных прогибов, а также глубокие синклинали и зоны тектонического дробления, омываемые подземными водами.

Размеры артезианских бассейнов и количество термальных вод в них различны. Очень велики запасы вод в крупных артезианских бассейнах на платформах и в предгорных прогибах с пологим залеганием осадочных пород и нормальным геотермическим градиентом. В таких бассейнах температура достигает 100—150° С на глубине 3—4 км. Меньшие размеры и соответственно запасы имеют бассейны в межгорных впадинах молодых горных областей, где термальные воды с температурой до 100° С встречаются на глубине 2—2,5 км. Сравнительно невелики, но экономичны в эксплуатации артезианские бассейны в районах современного и недавнего вулканизма, расположенные во впадинах у подножья вулкано-тектонических поднятий. Здесь температура вод на глубине в несколько сотен метров превышает 200° С.

В разных районах возможности использования термальных вод неодинаковы. Так, в вулканических районах высокотемпературные воды, пар и газоцаровые смеси выходят на поверхность под большим давлением и их применение не представляет значительных трудностей. В остальных районах термальные воды обладают меньшей температурой и залегают на больших глубинах, поэтому эксплуатация таких вод затрудняется.

Гидротермы в зависимости от геологических, геохимических и геотермических условий обладают разным дебитом, ионным и газовым составом и характеризуются большим интервалом изменения минерализации и температуры. В соответствии с температурой гидротермы могут быть использованы в энергетике, промышленной, коммунальной и сельскохозяйственной теплофикации. Одновременно с использованием тепла существует возможность получения из гидротерм ценных химических продуктов (бор, бром, иод, мышьяк, сера, поваренная соль, углекислота и пр.). Комплексное использование термальных вод сокращает капитальные и эксплуатационные затраты.

Возможности использования глубинного тепла Земли выяснены еще далеко не полностью. По мере развития теплотехники

эксплуатация тепла Земли будет расти. Уже теперь термальные воды с температурой выше 18° С применяют для кондиционирования воздуха в кинотеатрах, театрах, санаториях, больницах, домах отдыха, музеях, универмагах и в других общественных и промышленных зданиях. Термальные воды с температурой 80—100° С могут быть использованы в парокомпрессорных тепловых насосах на водяном паре, получаемом в результате расширения воды в вакууме. Эти же насосы могут оказаться полезными при эксплуатации геотермальных вод с температурой 35—40° С для теплоснабжения. В летний период тепловой насос, являющийся обычной фреоновой холодильной машиной, может быть использован для получения холода.

В проблеме комплексного использования глубинного тепла Земли еще много сложных задач, для решения которых требуется объединить усилия научно-исследовательских институтов и производственных организаций. Геологическим институтом АН СССР в содружестве с другими организациями Министерства геологии СССР составляются гидрогеологические и геотермические карты разного масштаба как для отдельных районов, так и для всей страны [21, 145, 146].

## ИЗУЧЕНИЕ ТЕХНИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ СКВАЖИН И КОНТРОЛЬ ЗА ПОДЗЕМНЫМ ХРАНЕНИЕМ ПРОМЫШЛЕННЫХ ОТХОДОВ И ГАЗА

Решение задач охраны недр, правильной эксплуатации артезианских бассейнов, нефтяных, газовых и прочих месторождений, а также результаты опробования пластов, определения температуры пластовых вод и теплового состояния пород, слагающих геологический разрез скважин, зависят от высоты и состояния цемента за обсадной колонной, наличия и местоположения источников обводнения, притоков жидкости (газа) в скважину и их затрубного движения. Для обнаружения этих влияний используют радиометрические, термометрические, резистивиметрические, акустические и другие методы. Однако каждый из методов не решает всех задач и имеет свои недостатки.

Так, определение мест притоков в скважину жидкости (газа) наиболее эффективным методом — методом изотопов — связано с возможным облучением обслуживающего персонала; радиоактивным загрязнением скважины, бурового оборудования, территории бурения; с необходимостью захоронения остатков активированной промывочной жидкости, с большими затратами средств на приобретение, доставку и хранение изотопов. В связи с этим метод изотопов применяют в тех случаях, когда термические, резистивиметрические и другие методы не решают поставленных перед ними задач.

Акустический метод четко определяет местоположение цементного кольца в затрубном пространстве, но не обнаруживает притоков жидкости (газа) в скважину и их затрубного движения. Резистивиметрические методы не всегда позволяют установить источники обводнения, так как при наличии колонны обсадных труб места поступления жидкости в скважину часто не совпадают с источниками обводнения. У термических методов возможности меньшие, чем у радиоактивных, при определении местоположения источников питания, состояния цемента в затрубном пространстве и при решении других задач. Однако основным преимуществом термических методов является их способность устанавливать затрубное движение воды (нефти,

газа), прослеживать направление этого движения, определять местоположение отдающих и поглощающих пластов без поступления воды (нефти, газа) в скважину.

Современные термические методы, используемые при изучении технического состояния скважин, определяют высоту подъема цемента за колонной обсадных

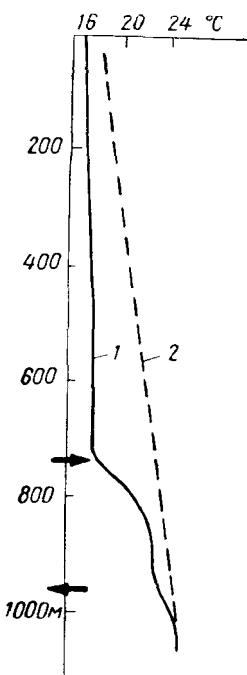


Рис. 89. Термограмма (1) и осредненная геотермограмма (2) скважины.

Стрелками показаны отдающий и поглощающий пласты.

случаях следует применять термометры, позволяющие выявлять аномалии температуры небольшой амплитуды. По диаграммам аномалий температуры можно установить пути распространения закачиваемой в пласт жидкости или газа.

Пластовые воды (нефть, газ) могут проникать в скважину из испытуемого (эксплуатируемого) пласта по затрубному пространству из верхних и нижних горизонтов через фильтр или интервал перфорирования, через повреждения в колонне обсадных труб и цементный стакан. На пути движения пластовые

трубы, местоположение притока в скважину и источников питания, устанавливают интервал затрубного движения жидкости (газа), контролируют подземное хранение промышленных отходов и газа. На рис. 89 приведена термограмма, отмечающая затрубное движение промышленных отходов вверх к устью скважины и вниз в нефтеносный пласт [129]. Решение этих задач для газов и жидкостей с растворенным газом основано на использовании эффекта Джоуля — Томсона, вызывающего изменение теплового поля в скважинах и окружающих породах.

Эффективность решения задач зависит от дебита газа. Наиболее трудно они решаются при низких дебитах, в частности в условиях подземных хранилищ газа, где изменение теплового поля невелико. В газохранилищах охаждение, вызываемое отбором газа, сменяется нагревом пласта-коллектора при нагнетании газа. При эксплуатации нефти и воды изменения теплового поля могут быть на порядок меньше. В таких

воды изменяют температуру окружающей среды, что позволяет выявлять техническое состояние скважин. Исследование скважин с целью определения притоков и затрубного движения жидкости выполняют методами оттартирования и продавливания при установленном или неустановившемся термическом режиме. Выбор метода следует проводить с учетом существующих условий (дебит притока, наличие нефтегазопроявлений, пластовое давление, оборудование скважины и пр.). Так, при малом притоке его местоположение находят методом оттартирования, а при большем притоке (поглощении) можно использовать также метод продавливания. При высоком пластовом давлении и значительных нефтегазопроявлениях обычно применяют метод продавливания. Для этого скважина должна быть заполнена водой, кроме того, необходимо иметь оборудование, позволяющее закачивать жидкость в скважину под давлением. В скважинах, заполненных глинистым раствором, этот метод может привести к тампонированию глинистыми частицами проницаемых пластов.

### § 35. Определение высоты подъема цемента в затрубном пространстве

Цементирование пространства за колонной обсадных труб проводят для изоляции пластов друг от друга и устранения притоков жидкости (газа) в скважину. Процесс затвердевания цемента сопровождается выделением тепла, на основе чего и устанавливают местоположение цемента в затрубном пространстве. Температура твердения цемента при прочих равных условиях изменяется со временем и зависит от его состава, а также от температуры и термических свойств окружающей среды (рис. 90). На термограмме, зарегистрированной в скважине по истечении некоторого времени после заливки цемента, участок с затвердевшим в затрубном пространстве цементом выделяется повышенными значениями температуры на общем фоне возрастания ее с глубиной.

В связи с распространением тепла вдоль скважины уровень цемента определяют на 5—10 м ниже начала аномального увеличения температуры, но выше участка термограммы с более резким возрастанием температуры [61]. Однако чаще уровень цемента относят к резкому повышению температуры на термограмме (рис. 91) или к точке, которая расположена на половине амплитуды аномалии. В интервале заполнения цементом затрубного пространства отмечаются аномальные изменения температуры, вызванные неравномерной толщиной цементного кольца и различием термических свойств горных пород. При неизменном диаметре скважины подобные термограммы позволяют определять высоту подъема цемента и расчленять геологический разрез.

Четкость выделения аномалий на термограммах зависит от качества и сорта цемента, термических свойств и температуры пород, интервала времени между окончанием затвердевания цемента и началом термических исследований, толщины цементного кольца и диаметра скважины. Точность определения уровня цемента в затрубном пространстве ухудшается с увеличением глубины (с возрастанием температуры пород), на глубине может наблюдаться даже снижение температуры, вызванное заливкой цементного раствора (рис. 92). В подобных случаях для установления уровня цемента используют акустический, радиоактивный и другие методы.

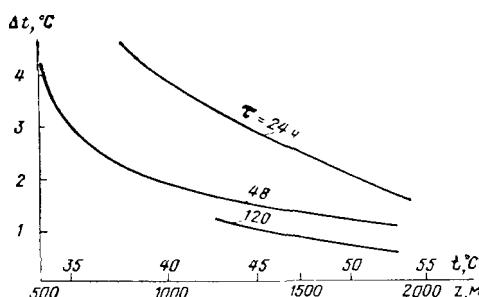


Рис. 90. Изменение температуры  $\Delta t$  глинистого раствора в скважине при цементации затрубного пространства (относительно температуры окружающих пород) в зависимости от глубины  $z$  цементной заливки, температуры  $t$  пород и времени  $t$ , прошедшего с момента окончания закачки цемента [29].

конов [29] предложили считать за начало твердения цемента момент прекращения его подъема в затрубном пространстве. Уточненная постановка задачи и ее решение дали С. А. Ширинзаде [67]. Температура цементного раствора в колонне на глубине  $z$

$$t = t_0 + \Gamma_{cp} z + [t_1 - (1/B) \Gamma_{cp}] [1 - \exp(-Bz)];$$

в затрубном пространстве

$$t = t_1 + \Gamma_{cp} \{z - 1/B_1 + (1/B_1 - 1/B) \exp[B_1(H - z)]\} + \\ + [t_0 - t_1 + (1/B) \Gamma_{cp}] \exp[-(B - B_1)H - B_1 z],$$

где

$$B = 4d_c \alpha / (\rho g d_b^2 w c); \quad B_1 = 4d_c \alpha / [\rho g (d_c^2 - d_n^2) w_1 c];$$

$t_1$  — температура пород в устье скважины;  $t_0$  — температура цементного раствора на поверхности;  $\Gamma_{cp}$  — средний геотермический градиент в интервале глубин  $0-H$ ;  $H$  — глубина скважины;  $d_c$  — диаметр скважины;  $d_b$  и  $d_n$  — внутренний и наружный

диаметры колонны;  $\alpha$  — коэффициент теплопередачи окружающей среды цементному раствору;  $\rho$  — плотность цементного раствора;  $w$  и  $w_1$  — скорость движения раствора в колонне и за колонной;  $c$  — массовая теплоемкость раствора.

Изменение температуры цемента на глубине  $z$  во времени  $\tau$

$$t = t_1 + \Gamma_{cp}z - \Delta t_0 \{1 - \exp[-d_c^2/(16a\tau)]\},$$

где  $\Delta t_0$  — разность температуры пород и раствора цемента в начальный момент времени;  $a$  — температуропроводность среды.

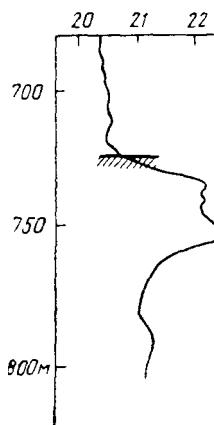


Рис. 91. Определение по термограмме высоты подъема цемента в затрубном пространстве колонны обсадных труб [14].

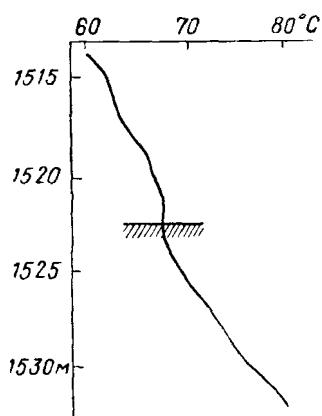
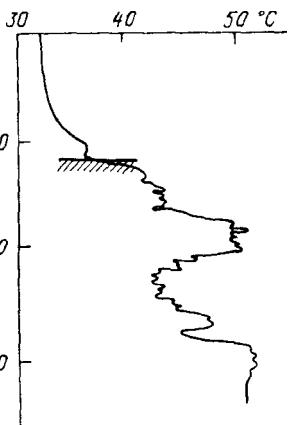


Рис. 92. Снижение температуры, вызванное цементным кольцом [29].

Затвердевание цементного раствора происходит при температуре

$$t_s = t_1 + \Gamma_{cp}z - \Delta t_0 \{1 - \exp[-d_c^2/(16a\tau)]\} + \Delta t,$$

где  $\Delta t = Q/c$  — приращение температуры цементного раствора вследствие экзотермической реакции схватывания;  $Q$  — количество тепла, выделяемое 1 кг цементного раствора во время схватывания в предположении, что процесс протекает мгновенно.

### § 36. Определение притока и поглощения жидкости

Место притока жидкости в скважину наиболее просто обнаруживается при самоизливе. На рис. 93 приведена термограмма, позволяющая выявить местоположение притоков вод в скважину [169]. Скважина Старая Мацеста, вскрывшая лечебные воды, находилась в бурении 7 месяцев и 11 суток; обсажена трубами до глубины 700 м. Температура в скважине измерялась высокотемпературным термометром сопротивления, имеющим диапазон измерения 0–100°C и погрешность измерения  $\pm 0,5$  °C.

точным терморезистором спустя 10 месяцев после окончания бурения. Результаты измерений показали наличие аномалий температуры и геотермического градиента даже в литологически однородных породах (известняках).

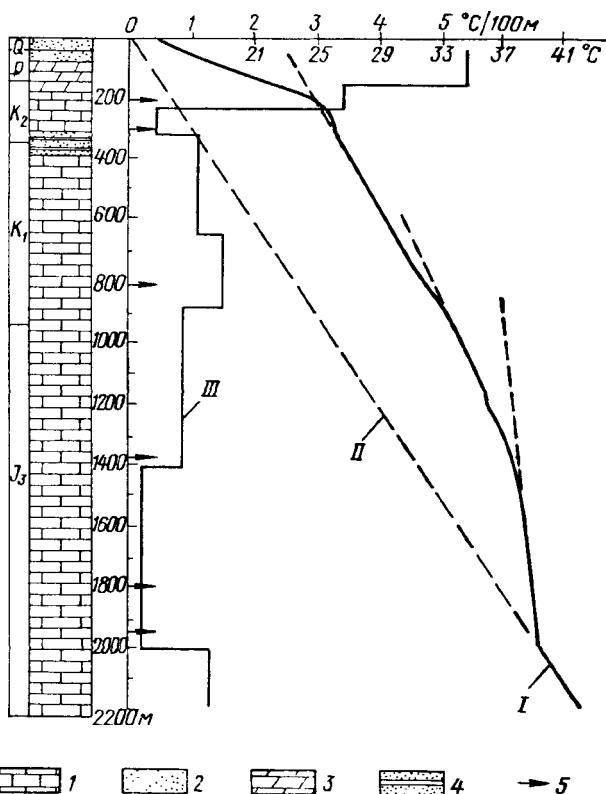


Рис. 93. Определение притока подземных вод в скважину [169].

I — термограмма; II — экстраполированная геотермограмма;  
 III — диаграмма градиента температуры.  
 1 — известняк; 2 — песчаник; 3 — мергель; 4 — песчаник с артиллитом; 5 — водопроницаемые горизонты.

Экстраполированная геотермограмма позволяет считать, что тепловое поле на глубинах, превышающих 2000 м, мало отличается от стационарного поля данного района. На глубинах меньше 2000 м термограмма смешена от геотермограммы в сторону больших температур, что указывает на локальное повышение температуры в скважине. Такое повышение вызвано особенностями гидрогеологического режима района. Как известно, в известняках верхней юры и мела залегают напорные воды, которые при движении вверх несут добавочное тепло, нагревающее горные породы. В верхних частях геологического разреза (выше 1400 м)

в связи с более низкой температурой пород, залегающих на меньших глубинах, возможно некоторое охлаждение скважины. Изменение наклона термограммы (охлаждение скважины) увеличивается с уменьшением глубины. Резкое охлаждение на глубине менее 200 м в обсаженной части скважины свидетельствует о нарушении обсадных труб.

Таким образом, место поступления подземных вод в скважину отмечается отклонением термограммы от геотермограммы, амплитуда этого отклонения характеризует дебит вод, движущихся по скважине к дневной поверхности.

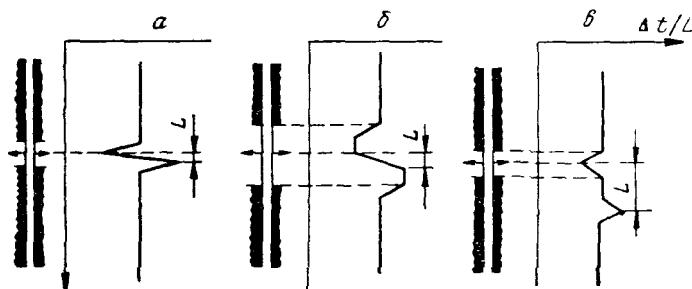


Рис. 94. Схематические дифференциальные термограммы при разных расстояниях  $L$  между чувствительными элементами.

Расстояние  $L$  равно (а), меньше (б) и больше (в) протяженности охлажденной зоны.

При небольших изменениях температуры, вызванных притоками в скважину жидкости (газа), более надежные результаты можно получить путем дифференциальных измерений температуры. Рассмотрим изменение дифференциальной термограммы при спуске скважинного прибора. При входе нижнего чувствительного элемента измерителя температуры в участок, охлажденный газом, поступающим из поврежденной обсадной трубы, наблюдается отрицательное приращение температуры (рис. 94), при этом минимальное значение соответствует месту поступления газа в скважину. При дальнейшем опускании прибора нижний чувствительный элемент будет находиться в более нагретом участке скважины, поэтому амплитуда будет сокращаться. Показания равны нулю при расположении элементов по обе стороны от места притока газа в скважину.

При дальнейшем движении прибора вниз нижний элемент нагревается, а верхний охлаждается, показания становятся положительными, достигая наибольшего значения в момент прохождения места притока газа верхним элементом. Расстояние между экстремумами дифференциальной термограммы соответствует расстоянию  $L$  между чувствительными элементами; величина  $L$  значительно влияет на конфигурацию кривой.

Методами оттартывания выявляют места повреждения колонны обсадных труб и источники обводнения скважины.

При установившемся термическом режиме скважину оставляют в покое на некоторое время, которое выбирают с учетом экономичности исследований и получения достаточно надежных результатов. Лучшие результаты получаются при полном восстановлении термического режима, нарушенного бурением скважины, когда

значение геотермического градиента достигает максимума. Однако для удешевления работ время простоя желательно сокращать, поэтому в районах с геотермическим градиентом более  $2-4^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  это время выбирают равным 3—5 суткам после окончания цементирования скважины [61].

По истечении времени простоя проводят контрольное измерение температуры. Последующие измерения выполняют непосредственно после каждого оттартывания для вызова притока и изменения теплового состояния в скважине. Интенсивность и продолжительность оттартывания жидкости, начало последующих измерений температуры и их количество определяются по результатам предшествующих работ в данной скважине с учетом результатов исследования в соседних скважинах. В ряде случаев достаточно откачать перед каждым измерением температуры столб жидкости в несколько десятков метров. Место притока жидкости в скважину определяется по отклонению термограмм от той, которая зарегистрирована при установившемся термическом режиме (рис. 95).

Более сложно установить местоположение источника обводнения, когда водоотдающий горизонт и место притока жидкости в скважину расположены на разных глубинах. В таких случаях затрубное движение жидкости определяют на основании выравнивающего воздействия движущейся жидкости на тепловое состояние окружающих сред, что приводит к постоянству температуры в интервале между источником жидкости и притоком ее в скважину (рис. 96). С увеличением поступления жидкости в скважину происходит изменение температуры выше места притока. При этом изменение температуры вдоль скважины тем больше, чем выше дебит притока. Пласт, являющийся источником затрубного движения жидкости, может находиться выше или ниже места

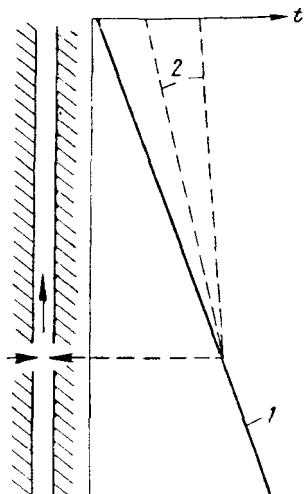


Рис. 95. Схематические термограммы, зарегистрированные при установившемся термическом режиме в отсутствии притока жидкости (1) и после очередной откачки (2).

жину определяется по отклонению термограмм от той, которая зарегистрирована при установившемся термическом режиме (рис. 95).

Более сложно установить местоположение источника обводнения, когда водоотдающий горизонт и место притока жидкости в скважину расположены на разных глубинах. В таких случаях затрубное движение жидкости определяют на основании выравнивающего воздействия движущейся жидкости на тепловое состояние окружающих сред, что приводит к постоянству температуры в интервале между источником жидкости и притоком ее в скважину (рис. 96). С увеличением поступления жидкости в скважину происходит изменение температуры выше места притока. При этом изменение температуры вдоль скважины тем больше, чем выше дебит притока. Пласт, являющийся источником затрубного движения жидкости, может находиться выше или ниже места

притока жидкости в скважину. Более четко пониженными температурами определяется интервал затрубного движения при расположении источника выше места притока. Если источник находится ниже места притока, указывается в основном местоположение пласта, отдающего жидкость.

Участки движения жидкости за колонной обсадных труб определяются тем точнее, чем выше геотермический градиент, большее интервал глубин между пластом, отдающим жидкость, и местом

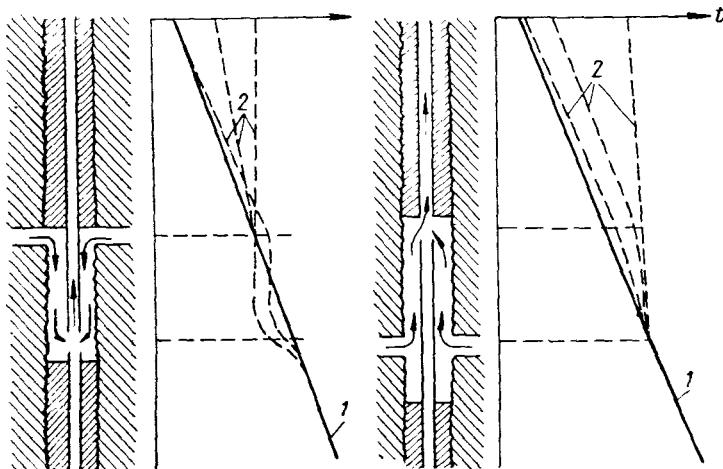


Рис. 96. Определение мест притока и затрубного движения жидкости.

Термограммы: 1 — при отсутствии притока жидкости, 2 — зарегистрированные после очередного оттартирования.

притока ее в скважину, выше дебит затрубного движения. Для грубои оценки наименьшего поддающегося определению интервала глубин  $\Delta H$  между источником и притоком жидкости в скважину можно задаться амплитудой аномалии  $\Delta t$ , уверенно устанавливающей по термограммам. Тогда при геотермическом градиенте  $\Gamma$

$$\Delta H > \Delta t / \Gamma,$$

отсюда при  $\Delta t = 0,3^\circ \text{ С}$  и  $\Gamma = (2 \div 4) \cdot 10^{-2} \text{ К/м}$

$$\Delta H > 15 \div 7 \text{ м.}$$

Следует отметить, что более благоприятным является движение жидкости к месту выхода в скважину по всей окружности обсадной колонны, при этом тепловое состояние окружающей среды на пути движения жидкости нарушается сильнее, чем в случае ее движения с одной стороны колонны или узкой струей. Амплитуда аномалии уменьшается также при движении жидкости между цементом и породами.

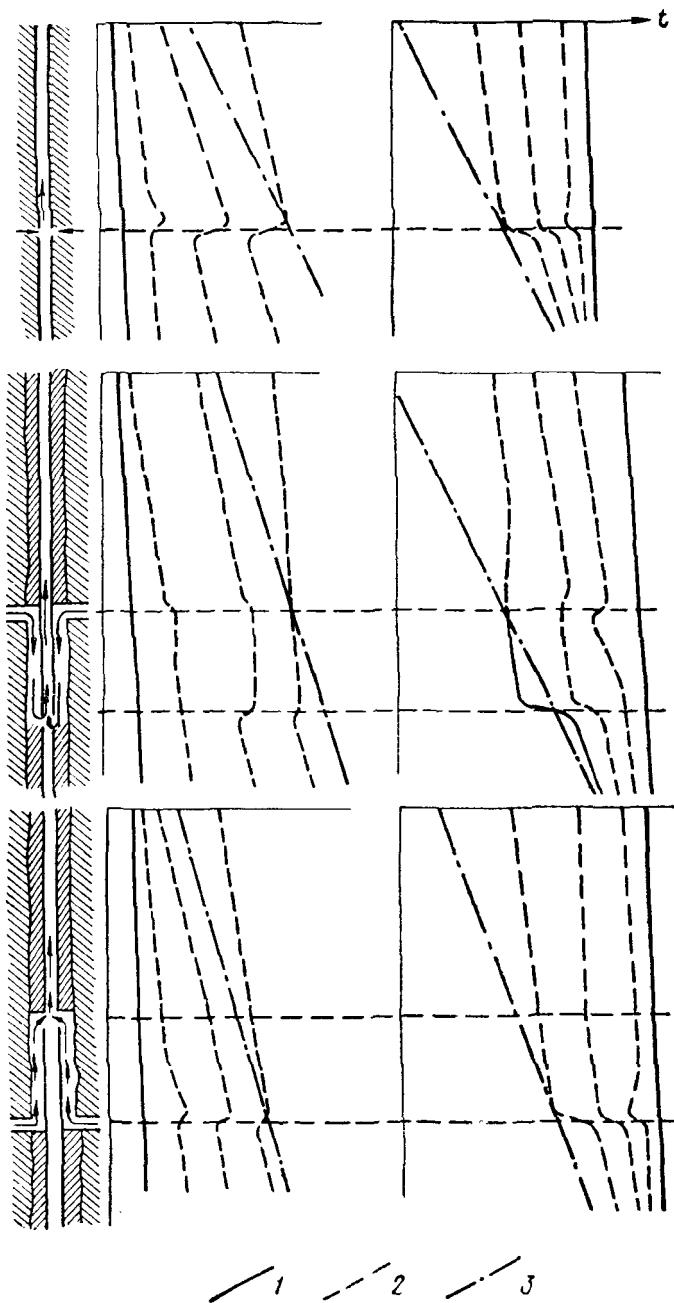


Рис. 97. Схематические термограммы определения места притока и затрубного движения жидкости.

1 — при отсутствии притока жидкости; 2 — после отбора жидкости; 3 — при установившемся термическом режиме.

Для ускорения работ в некоторых случаях можно не регистрировать геотермограммы в исследуемой скважине при установившемся термическом режиме, а использовать геотермограммы соседних скважин, так как температура в разных скважинах одного и того же месторождения изменяется по одинаковому закону и мало отличается для одних интервалов глубин.

При неустановившемся термическом режиме до проведения исследований методом оттартывания скважина должна быть промыта и заполнена водой (глинистым раствором) с постоянной температурой, достаточно отличающейся от температуры горных пород. При необходимости промывочную жидкость подогревают или охлаждают. Для повышения точности желательно иметь по возможности большую разность температуры, однако, исходя из требования экономичности работ, считают достаточным перепад в несколько градусов.

После подготовки скважины проводят контрольное измерение, позволяющее судить о температуре жидкости в скважине, степени отличия ее от естественной температуры пород и о наличии аномалий. Причинами аномалий могут быть затрубное движение жидкости без выхода в скважину, сильное поглощение раствора в процессе бурения и промывки скважины, тепловая неоднородность жидкости, заливаемой в скважину, различие термических свойств горных пород. Остальные операции в этом методе исследований скважин такие же, как и при установившемся термическом режиме.

Четкость выявления по термограммам притока жидкости в скважину не всегда одинакова. Более уверенно выделяется приток, расположенный на уровне источника жидкости (рис. 97). При наличии затрубного движения жидкости местоположение источника может быть установлено по первым измерениям температуры в скважине. На термограммах, зарегистрированных при неустановившемся термическом режиме, может сказываться различие термических свойств горных пород, слагающих геологический разрез. Так, если породы более нагреты, чем жидкость в скважине, то против пластов с высокой температуропроводностью отмечается повышение температуры, а против пластов с меньшей температуропроводностью — понижение. Если же жидкость более нагрета, чем окружающие породы, то происходит ее охлаждение и наблюдаются обратные зависимости.

### Методы продавливания

Исследование скважины методом продавливания проводят в следующем порядке. Сначала регистрируют контрольную термограмму, затем продавливают в пласт жидкость и измеряют температуру вдоль скважины. Если аномалий, вызванных движением жидкости за колонной обсадных труб, не обнаружено, продавливают очередной столб жидкости и выполняют измерение температуры в скважине. Подобные операции повторяют до четкого

выявления аномалий, при этом каждый раз продавливают такой столб жидкости, который должен обеспечить достаточные аномалии на повторных диаграммах.

Высота продавливаемого столба жидкости определяется скоростью его перемещения вдоль скважины, геотермическим градиентом, термическими свойствами цементного кольца, горных пород и обсадных труб, а также их геометрическими размерами. По имеющемуся опыту [61] перед каждым измерением температуры должен быть продавлен столб жидкости 50—100 м. Место

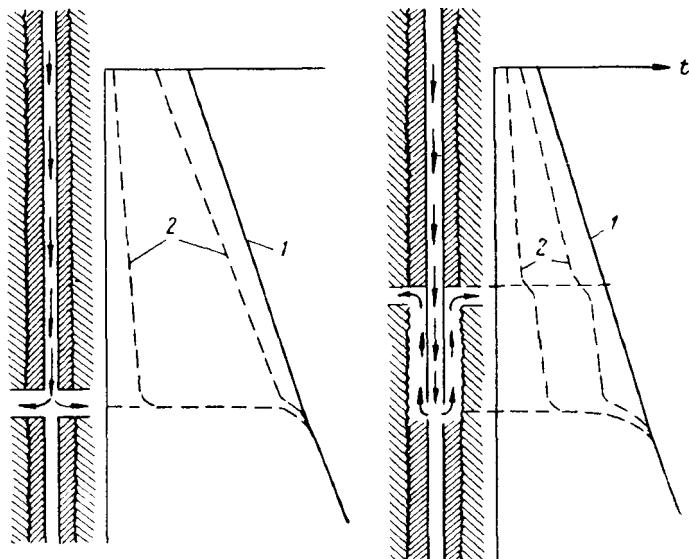


Рис. 98. Схематические термограммы метода продавливания.  
1 — при отсутствии притока (поглощения); 2 — после продавливания жидкости.

притока отмечается на термограммах скачкообразным изменением температуры (рис. 98). Менее четко обнаруживается место нарушения колонны обсадных труб при затрубном движении жидкости.

Интересна техника выполнения метода продавливания, успешно опробованная Д. М. Сребродольским (1960 г.), чтобы установить отсутствие сообщения между соседними пластами в затрубном пространстве. Условия эксперимента были следующие. Скважина закреплена до глубины 700 м колонной труб диаметром 0,125 м. Затрубное пространство зацементировано до устья. Контрольная термограмма (рис. 99) зарегистрирована после 2 месяцев простой скважины в покое. В интервале 333—350 м пристрелено 259 отверстий пулевым перфоратором. До интервала перфорации опущены бурильные трубы диаметром 0,05 м. Через них в течение 25 мин закачено 8,5 м<sup>3</sup> воды с температурой 75° С. Затем 9 мин скважина промывалась водой с температурой 16° С объемом 4 м<sup>3</sup> при давлении на устье 50·10<sup>5</sup> Па. После извлечения инструмента были зарегистрированы две термограммы.

Резкое аномальное повышение температуры на двух последних термограммах, наблюдающееся глубже 330 м, свидетельствует о поступлении горячей воды в пласт, вскрытый перфорацией, и об отсутствии гидравлической связи в затрубном пространстве между соседними вышележащими пластами. В остальной части термограммы аномалии с меньшими амплитудами вызваны различием термических свойств горных пород и непостоянством толщины цементного кольца в затрубном пространстве.

В ряде районов имеется возможность эффективно использовать холодные воды для определения затрубного движения ниже места поступления жидкости за обсадную колонну.

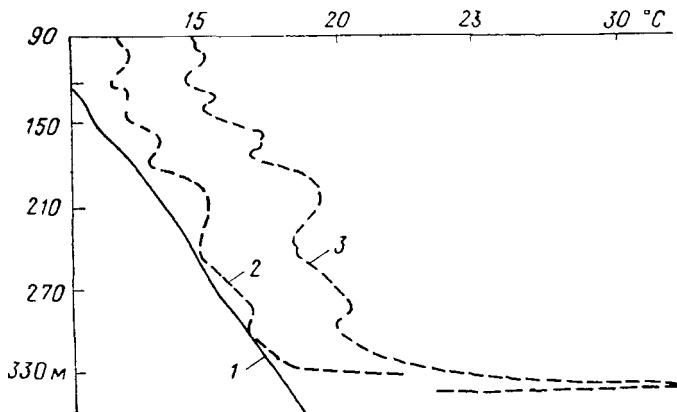


Рис. 93. Определение места поглощения жидкости.

Термограммы: 1 — контрольная, 2 — через 3 ч 40 мин после промывки скважины, 3 — через 4 ч 15 мин.

Рассмотрим возможности этого способа в нагнетательных скважинах Татарии. На рис. 100 приведены результаты исследования скважины на Северной Альметьевской площади [129]. В этой скважине методом изотопов было вначале установлено затрубное движение воды вниз от перфорированного интервала до глубины 1616 м. Основной объем воды по данным дебитометрии поглощается в интервале 1597—1599 м. Эти данные служили указанием на существование затрубного движения воды, но не позволяли определить его нижнюю границу. Эта граница была выяснена по термограммам, зарегистрированным после кратковременного прекращения нагнетания в скважину холодной воды.

На термограмме относительно низкими значениями отмечается неперфорированный интервал 1603—1612 м, куда поступает основная масса холодной воды. Ниже этого интервала температура повышается в связи со слабым затрубным движением. При отсутствии затрубного движения на термограмме ниже поглощающего пласта должно было бы наблюдаваться резкое увеличение температуры.

Приведенная термограмма подтверждает возможность выявлять затрубное движение жидкости в нагнетательных скважинах после непродолжительного прекращения нагнетания. При таких остановках температурный режим, формировавшийся длительное время, медленно изменяется.

В некоторых районах температура пород с глубиной меняется незначительно, это мешает успешно использовать обычную методику определения затрубного движения жидкости в действующих и простояющих скважинах. Эффективность термических исследований может быть существенно повышена применением следующей методики. Сначала регистрируется контрольная термограмма.

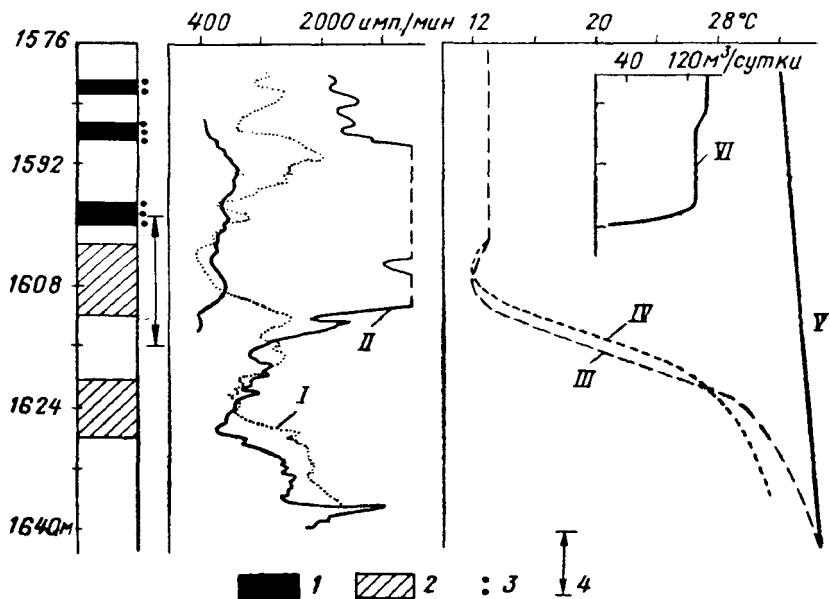


Рис. 100. Определение затрубного движения в переливающейся нагнетательной скважине.

Пласти: 1 — нефтенасыщенные, 2 — водонасыщенные; интервалы: 3 — перфорации, 4 — затрубного движения жидкости. Диаграммы гамма-излучения: I — до закачки изотопов, II — после закачки; термограммы: III — при спуске, IV — при подъеме термометра; V — осредненная геотермограмма; VI — дебитограмма.

Затем через насосно-компрессорные трубы, установленные над перфорированным интервалом, продавливается в пласт холодная вода. Если пластовые воды минерализованные, желательно продавливать воду аналогичной минерализации, чтобы не уменьшать нефтеотдачу неперфорированных пластов. Регистрируя новую термограмму и сопоставляя ее с геотермограммой, выясняют наличие затрубного движения поискажению температурного поля ниже перфорированного пласта.

Успешному применению метода продавливания способствуют следующие условия: скважина заполнена водой, дебит притока (поглощения) большой, скважина находится в состоянии установленного стационарного термического режима, геотермический градиент района значительный, статический уровень жидкости в скважине низкий.

### § 37. Определение затрубного движения жидкости без притока в скважину

Для охраны недр, а также для получения более точных результатов при опробовании пластов необходимо знать, имеется ли затрубное движение жидкости без выхода в скважину. Такое движение обычно нагревает (охлаждает) ствол скважины до температуры движущейся жидкости. Вследствие этого интервал затрубного движения на термограммах отмечается участком с близкой к постоянной температурой (рис. 101). По конфигурации термограмм и амплитудам аномалии на концах интервала

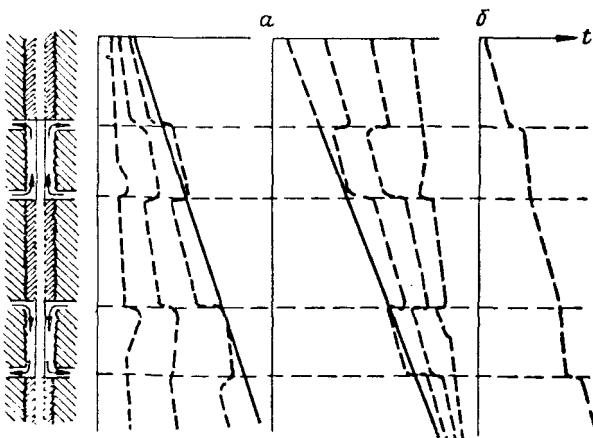


Рис. 101. Схематические термограммы при наличии затрубного движения жидкости [61].

Режим: *a* — неустановившийся, *b* — установившийся.

затрубного движения можно установить направление перемещения жидкости. Более четко затрубное движение устанавливается по термограмме скважины, подготовленной промывкой.

В последнее время коллекторы, представленные высокопористыми трещиноватыми кавернозными породами, используют для сброса жидких промышленных отходов и в качестве резервуаров для подземного хранения газа. В процессе нагнетания в пласт жидкость (газ) может поступать в наблюдательские или соседние эксплуатационные скважины. Если в таких скважинах пласт подземного хранения не перекрыт цементом, в них возможно движение жидкости (газа) вверх на дневную поверхность или в поглощающие пласти. Контроль за состоянием подземных хранилищ осуществляется наряду с другими методами и термометрией.

Возможности диаграмм аномалий температуры для определения затрубного движения газа рассмотрим на примере нагнетательных скважин 15Р, 29Р Рязанской площади подземного хранения газа и скважины 5Р, расположенной вдали от газового пузьря (рис. 102). Термические исследования

в скважинах были проведены спустя 2 месяца после окончания закачки газа. В нагнетательных скважинах измерения выполнялись в газовой среде при давлении  $10 \cdot 10^5$  Па, в скважине 5Р — в воде.

Диаграммы аномалий температуры скважины 5Р характеризуют изменение литологического состава (теплопроводности) пород по разрезу. Известняки окско-серпуховского горизонта и водоносные песчаники угленосной свиты отмечаются меньшими значениями  $\Delta t$ , чем глинистые песчано-карбонатные отложения тульского горизонта (151—178 м). На диаграммах аномалий температуры скважин 15Р и 29Р против тульского горизонта наблюдаются пониженные значения  $\Delta t$ , что вызвано затрубным движением газа в этом интервале разреза.

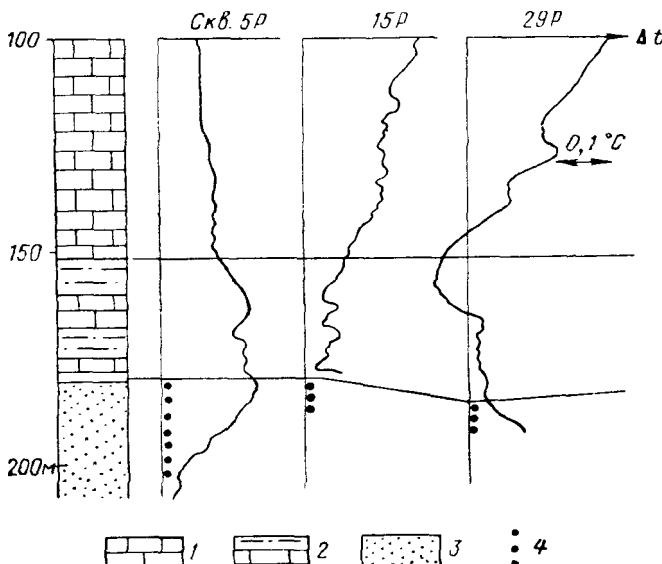


Рис. 102. Аномалии температуры скважин Рязанской площади подземного хранения газа [123].

1 — известняки окско-серпуховского горизонта; 2 — глинистые песчано-карбонатные отложения тульского горизонта; 3 — водоносные песчаники угленосной свиты; 4 — интервал перфорации.

На результаты исследования по выявлению затрубного движения жидкости (газа) оказывают влияние следующие факторы: величина интервала и интенсивность затрубного движения жидкости, температура пласта, из которого поступает жидкость (глубина затрубного движения), площадь контакта движущейся жидкости с колонной обсадных труб, толщина цементного кольца и площадь контакта жидкости при движении ее между стеккой скважины и цементом. Влияние всех этих факторов усложняет обнаружение затрубного движения жидкости, поэтому для каждой скважины следует учитывать конкретные геологические и гидрогеологические условия, а также техническое состояние скважины.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агроскин А. А. Физика угля. М., 1965. 352 с.
2. Анианян А. А., Мотесико Р. Г., Смирнова Н. Н. О возможности использования метода периодического нагрева для определения теплофизических характеристик грунтов при отрицательных температурах. — «Мерзлот. исследования», 1974, вып. 14, с. 175—189.
3. Андреев Б. А. Геофизические методы в региональной структурной геологии. М., 1965. 324 с.
4. Артеменко В. И., Смирнов Я. Б. К обоснованию метода термической разведки на шельфе. — В кн.: Геотермия. Отчеты по геотерм. исследованиям в СССР. Вып. 1—2. М., 1974, с. 152—159.
5. Аэроп М. Э., Умник Н. Н. Тепло- и массопередача в зернистом слое. — «Журн. теор. физики», 1956, т. 26, вып. 6, с. 1233—1250.
6. Багиров М. А. Расчет распределения температуры и некоторые условия устойчивости горения при термическом воздействии на пласт. — В кн.: Терм. методы увеличения нефтеотдачи и геотермология нефт. месторождений. М., 1967, с. 84—86.
7. Балобаев В. Т. Расчет глубины протапивания с учетом внешнего теплообмена. — В кн.: Сезон. протапивание и промерзание на территории Северо-Востока СССР. М., 1966, с. 47—57.
8. Баулин В. В. Мощность мерзлых толщ как один из показателей тектонического строения района (на примере Северо-Западной Сибири). — «Геология и геофизика», 1966, № 1, с. 53—62.
9. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., 1966. 123 с.
10. Богоординский К. Ф. Некоторые данные о перегретых водах и их распространении на территории СССР. — В кн.: Гидрогеотерм. условия верх. частей земи. коры. М., 1964, с. 18—34.
11. Бояринцев Д. И. Свободная конвекция в горизонтальных воздушных слоях. — «Журн. теор. физики», 1937, т. 7, № 17, с. 1776—1786.
12. Будыко М. И. Тепловой баланс Земли. — «Геофиз. бюллетень», 1964, № 14, с. 39—44.
13. Будыко М. И. Влияние человека на климат. Л., 1972. 46 с.
14. Буро И. Г. К вопросу определения высоты подъема цемента в затрубном пространстве. — В кн.: Вопр. разведки и добычи нефти и газа. М.—Л., 1954, с. 116—121.
15. Бурсиан В. Ф. Теория электромагнитных полей, применяемых в электроразведке. Л., 1933. 232 с.
16. Вейнберг Б. П. Лед. М.—Л., 1940. 524 с.
17. Веселов О. В. Определение естественных температур горных пород и геотермического градиента, нарушенного в результате бурения, на примере скв. 1-пр. Борисовской площади. — «Труды Сахалин. комплекс. науч.-исслед. ин-та СО АН СССР», 1970, вып. 24. Геофиз. сб., № 2, с. 129—137.
18. Владимиров О. К., Красковский С. А., Семёнов А. С. Геотермические измерения в Мончегорске. — «Докл. АН СССР», 1939, т. 23, № 4, с. 353—356.
19. Войтковский К. Ф. Расчет сооружений из льда и снега. М., 1954. 133 с.
20. Волякова Н. И. Сравнительная оценка формул для расчета глубины сезонного промерзания — протапивания грунта. — В кн.: Эксперимент. исследования процессов теплообмена в мерзл. горн. породах. М., 1972, с. 146—153.
21. Геотермическая карта СССР. Масштаб 1 : 5 000 000. Под ред. Ф. А. Макаренко. М., 1972. 1 лист. (Геол. ин-т АН СССР).

22. Геотермические исследования нефтяных и газовых месторождений. М., 1971. 216 с. Авт.: Ш. Ф. Мехтиев, А. Х. Мирзаджанзаде, С. А. Алиев и др.
23. Гершунин Г. З., Жуховицкий Е. М. Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости. М., 1972. 392 с.
24. Глусман А. М. Стационарное тепловое поле земли вблизи куполообразных структур. — «Физика Земли», 1966, № 3, с. 106—110; 1967, № 10, с. 113—117.
25. Гольдтман В. Г. Теплообмен в фильтрующих крупнозернистых грунтах при дренажной и игловой гидрооттайке. — «Труды НИИ-1», Магадан, 1958, вып. 11, с. 56.
26. Гусев Н. А., Карженский Е. Я., Шилин Б. В. Инфракрасная аэростылька при изучении районов активной геотермической деятельности. — «Сов. геология», 1972, № 1, с. 114—119.
27. Гутенберг Б. Физика земных недр. М., 1963. 263 с.
28. Давыдов Л. К., Конкина Н. Г. Общая гидрогеология. М., 1958. 488 с.
29. Дахнов В. Н., Дьяконов Д. И. Термические исследования скважин. М., 1952. 251 с.
30. Девяткин В. Н. Влияние естественной конвекции на температуру в вертикальных скважинах. — В кн.: Эксперимент. исследования процессов теплообмена в мерзл. горн. породах. М., 1972, с. 137—142.
31. Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., 1960. 485 с.
32. Докучаев В. В. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. Л.—М., 1963. 196 с.
33. Достовалов Б. Н. К вопросу о термодинамическом изучении Земли. — В кн.: Проблемы геотермии. Т. 1. М., 1959, с. 27—30.
34. Дульнев Г. Н. Перенос тепла через твердые дисперсные системы. — «Инж.-физ. журн.», 1965, т. 9, № 3, с. 399—404.
35. Дульнев Г. Н., Комкова Л. А. Анализ экспериментальных исследований теплопроводности твердых пористых систем. — «Инж.-физ. журн.», 1965, т. 9, № 4, с. 517—519.
36. Дульнев Г. Н., Заричняк Ю. П. Теплопроводность многокомпонентных смесей. — «Инж.-физ. журн.», 1967, т. 12, № 4, с. 419—425.
37. Дучков А. Д., Соколова Л. С. Геотермические исследования в Сибири. Новосибирск, 1974. 279 с.
38. Дьяконов Д. И. Геотермия в нефтяной геологии. М. 1958. 277 с.
39. Дьяконов Д. И. Некоторые закономерности распределения естественного теплового поля и возможность применения геотермии. — «Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-сти», 1964, вып. 50, с. 208—214.
40. Дьяконов Д. И., Яковлев Б. А. Определение и использование тепловых свойств горных пород и пластовых жидкостей нефтяных месторождений. М., 1969. 115 с.
41. Дьяконов Д. И., Позин Л. З., Широков В. Н. Термический метод выявления и изучения газоносных горизонтов в сложных геологических условиях. — В кн.: Проблемы горн. теплофизики. Л., 1973, с. 89—90.
42. Дьяконов Д. И., Позин Л. З., Широков В. Н. Термический метод выявления и изучения газоносных горизонтов в сложных геологических условиях. — В кн.: Физ. процессы горн. производства. Л., 1975, с. 9—13.
43. Дядькин Ю. Д. Основы горной теплофизики для шахт и рудников Севера. М., 1968. 256 с.
44. Есьман Б. И., Дедусенко Г. Я., Ишникова Е. А. Влияние температуры на процесс бурения глубоких скважин. М., 1962. 152 с.
45. Жирмунский А. М. Вопросы геотермоэнергетики. — В кн.: Проблемы геотермии и практ. использования тепла Земли. Т. 1. М., 1959, с. 112—115.

46. Жуховицкий С. М. Об устойчивости неравномерно нагретой жидкости в вертикальном эллиптическом цилиндре. — «Прикл. математика и механика», 1955, т. 19, № 6, с. 751.
47. Заборовский А. И. Электроразведка. М., 1943. 444 с.
48. Замолодчикова С. А., Маломед В. Г. Скорость оттаивания грунтов под промышленными сооружениями с мощными источниками тепла в северных районах страны. — «Мерзлот. исследования», 1972, вып. 12, с. 29—34.
49. Иванов В. И. Определение расчетной температуры поверхности покрытий аэродромов и дорог на вечной мерзлоте. — В кн.: II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Якутск, 1973, вып. 7, с. 250—254.
50. Иванов Н. С. Теплообмен в криолитозоне. М., 1962. 142 с.
51. Иванов Н. С. Термический режим криолитозоны с учетом ее термоанизотропии. — В кн.: Тепло- и массообмен в мерз. толщах земн. коры. М., 1963, с. 124—130.
52. Иванов Н. С., Гаврильев Р. И. Теплофизические свойства мерзлых горных пород. М., 1965. 73 с.
53. Иванов Н. С., Степанов А. В., Филиппов П. И. Теплофизические свойства насыщенных грунтов. Новосибирск, 1974. 96 с.
54. Изучение и использование глубинного тепла Земли. М., 1973. 316 с.
55. Изучение и использование геотермических ресурсов. Под ред. Э. Тондженжи. М., 1975. 341 с.
56. Исследование влияния высоких гидростатических давлений и температур на остаточную намагниченность магнетита и магнетитсодержащих горных пород. — «Геофиз. сб.», 1973, № 56, с. 41—49. Авт.: Т. С. Лебедев, Н. Ф. Познанская, Б. Я. Савенко и др.
57. Калашников Ю. А. Некоторые данные о геотермическом режиме Рудного Алтая. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, вып. 6 (57), с. 97—100.
58. Карслу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М., 1964. 487 с.
59. Клименко А. А., Миронников М. В. К вопросу изучения природы геотермических аномалий нефтегазоносных областей. — «Труды ВНИИ природ. газов», 1966, вып. 1, с. 24—32.
60. Kovner С. С. Термические аномалии Ишимбайских месторождений. — «Докл. АН СССР. Н. сер.», 1949, т. 64, № 3, с. 329—332.
61. Комаров С. Г. Техника промысловой геофизики. М.—Л., 1947. 288 с.
62. Комаров С. Г. Техника промысловой геофизики. М., 1957. 562 с.
63. Коренинов Б. И., Черепанов В. Г. О связи между тепловыми и электрическими свойствами льда. — В кн.: Эксперимен. исследования процессов теплообмена в мерз. горн. породах. М., 1972, с. 65—68.
64. Корытикова Н. Н. Влияние теплопроводности горных пород на геоизотермы. — «Геофизика», 1937, т. 7, № 1(25), с. 62—89.
65. Кропоткин П. Н. Основные проблемы энергетики тектонических процессов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 5, с. 89—104.
66. Кудряшов Б. Б., Яковлев А. М. Новая технология бурения скважин в мерзлых породах. Л., 1973. 168 с.
67. Куллиев С. М., Есман Б. И., Габузов Г. Г. Температурный режим бурящихся скважин. М., 1968. 184 с.
68. Кусакин Н. Д., Сальников А. П., Баранов В. И. Температуропроводность угольных формовок и продуктов их термообработки. — «Труды Ин-та горюч. ископаемых АН СССР», 1959, т. 10, с. 196—200.
69. Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины. Киев, 1971. 138 с.
70. Кутас Р. И., Лялько В. И., Митник М. М. Влияние гидрогеологических факторов на результаты геотермических измерений. — «Докл. АН УССР. Сер. Б», 1967, № 12, с. 1077—1081.

71. Левин В. Ю., Маева С. В. О термической истории Земли. — «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1960, № 2, с. 243—252.
72. Ловчук В. В. Конфигурация границы раздела фаз при глубоком промерзании структурно-неоднородной земной коры. — В кн.: II междунар. конф. по мерзлотоведению. Якутск, 1973, вып. 1, с. 77—81.
73. Лукьянов В. С., Головко М. Д. Расчет глубины промерзания грунтов. М., 1957. 164 с.
74. Лыков А. В. Теория теплопроводности. М., 1952. 392 с.
75. Любимова Е. А. Термическая история и температура Земли. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.», 1958, т. 33, вып. 4, с. 39—49.
76. Любимова Е. А., Люсова Л. Н., Фирсов Ф. В. Основы определения теплового потока из земных недр и результаты измерений. — В кн.: Геотерм. исследования. М., 1964, с. 5—104.
77. Любимова Е. А., Александров А. Л., Дучков А. Д. Методика изучения тепловых потоков. М., 1973. 176 с.
78. Люстик Е. Н. О возможности использования теории акад. О. Ю. Шмидта в геотектонике. — «Докл. АН СССР», 1948, т. 59, № 8, с. 1417—1419.
79. Люстик Е. Н. О роли вулканов и терм в выносе тепла из недр Земли. — В кн.: Проблемы геотермии и практ. использования тепла Земли. М., 1959, с. 31—36.
80. Лялько В. И., Митник М. М. Определение скорости движения флюидов в недрах и проницаемости горных пород по геотермическим данным. — «Докл. АН УССР. Сер. Б», 1968, № 5, с. 389—393.
81. Маврикий Б. Ф. Западно-Сибирский артезианский бассейн. М., 1962. 175 с. (АН СССР).
82. Маврикий Б. Ф. Термальные воды складчатых и платформенных областей СССР. М., 1971. 241 с.
83. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., 1965. 379 с.
84. Маделунг Э. Математический аппарат физики. М., 1968. 618 с.
85. Мазуров Г. П. Физико-механические свойства мерзлых грунтов. М.—Л., 1964. 166 с.
86. Макаренко Ф. А. Некоторые результаты изучения подземного стока. — «Труды Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР», 1948, т. 1, с. 51—66.
87. Макаренко Ф. А. Гидрогеологический анализ travertинов Пятигорска. — «Труды Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР», 1951, т. 10, с. 129—151.
88. Макаренко Ф. А. Геотермические условия района кавказских Минеральных Вод. — Там же, с. 137—151.
89. Макаренко Ф. А. Горячие подземные воды, их распространение и перспективы практического использования. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.», 1958, т. 33, вып. 2, с. 157—158.
90. Макаренко Ф. А. Некоторые вопросы учения о зональности подземных вод. — «Труды Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР», 1958, т. 16, с. 211—227.
91. Макаренко Ф. А. Геотермическое изучение и районирование подземных вод Кавказа. — В кн.: Пробл. геотермии и практ. использования тепла Земли. Т. 2. М., 1961, с. 89—99.
92. Макаренко Ф. А. Некоторые общие закономерности формирования термальных вод и их распределение на территории СССР. — Там же, с. 3—20.
93. Макаренко Ф. А. Водные процессы распределения и выноса глубинного тепла и формирование теплоаномалий. — В кн.: Геотерм. использование тепла Земли. М., 1966, с. 58—62.
94. Макаренко Ф. А. Карта распределения температуры в основании платформенного осадочного чехла территории СССР. Труды II совещ. по геотерм. исследованиям в СССР. М., 1967, с. 26—29.

95. Макаренко Ф. А., Сергиенко С. И. Тепловой поток на нефтяных, газовых и газоконденсатных месторождениях. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 1, с. 173—175.
96. Малофеев Г. Е. Сравнительная оценка формул для расчета нагревания пласта при нагнетании горячей жидкости. — «Нефт. хоз-во», 1962, № 4, с. 48—52.
97. Малофеев Г. Е. Распределение температуры в пласте при нагнетании в него водяного пара. — В кн.: Терм. методы увеличения нефтеотдачи и геотермология нефт. месторождений. М., 1967, с. 52—55.
98. Марков А. И., Непримеров Н. Н., Нектач А. Я. Распределение температуры по стволу действующей газовой скважины. — В кн.: Вопр. эксперимент. геотермологии. Казань, 1973, с. 26—33.
99. Матвеев Б. К. Геофизические методы изучения движения подземных вод. М., 1963. 133 с.
100. Мельничук Я. Г. Термометрия газовых скважин Шебелинской площади. — «Нефтегаз. пром-сть», 1961, вып. 4, с. 38—41.
101. Методические указания по изучению термальных вод в скважинах. 140 с. (Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та гидрогеологии и инж. геологии. Н. сер., 1964, № 17). Авт.: Н. М. Фролов, В. В. Аверьев, Е. А. Любимова, И. Е. Духин.
102. Миланкович М. Математическая климатология и астроно-мическая теория колебаний климата. М.—Л., 1939. 207 с.
103. Мисар А. Теплопроводность твердых тел, жидкостей, газов и их композиций. М., 1968. 464 с.
104. Митник М. М. Стационарный тепловой режим горизонтального водоносного пласта. — В кн.: Проблемы гидрогеологии и инж. грунтоведения. Киев, 1970, с. 253—262.
105. Михеев М. А. Основы теплопередачи. М., 1956. 392 с.
106. Могилевский В. М., Чудновский А. Ф. Теплопроводность полупроводников. М., 1972. 536 с.
107. Намин А. Ю. Тепловыделение при подъеме нефти в скважине. — «Труды ВНИИНефть», 1956, вып. 8, с. 400—411.
108. Непримеров Н. Н., Пудовкин М. А., Марков А. И. Особенности теплового поля нефтяного месторождения. Казань, 1968. 163 с.
109. О возможностях определения температурной зависимости содержания незамерзшей воды по температурам ее фазовых переходов в мерзлых горных породах. — В кн.: Материалы VIII Всесоюз. межвед. совещ. по геокриологии. Якутск, 1966, вып. 4, с. 38—45. Авт.: Н. С. Иванов, Л. В. Чистотинов, А. А. Мандриков, Г. Г. Савельева.
110. Общее мерзлотоведение. Под ред. П. И. Мельникова, Н. И. Толстухина. Новосибирск, 1974. 190 с.
111. Огильви А. Н. Термометрия как метод гидрогеологических исследований. — В кн.: Опробование месторождений, полезн. ископаемых. М.—Л., 1931, с. 1—32.
112. Огильви Н. А. Вопросы теории геотемпературных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод. — В кн.: Проблемы геотермии и практ. использования тепла Земли. Т. 1. М., 1959, с. 53—85.
113. Огильви Н. А. Термический метод прогноза приближения забоя горных выработок к обводненным зонам. — В кн.: Вопр. изучения и прогноза режима подзем. вод. М., 1964, с. 99—105.
114. Орлов В. О. Криогенное пучение тонкодисперсных грунтов. М., 1962. 317 с.
115. Основания и фундаменты зданий и сооружений на вечномерзлых грунтах. Нормы проектирования. СНиП II—Б.6—66. М., 1967. 30 с.
116. Основы геокриологии. М., 1959. 365 с.
117. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. М., 1974. 431 с. Авт.: В. А. Кудрявцев, Л. С. Гарагуля, К. А. Кондратьев, В. Г. Меламед.

118. Остроумов Г. А. Свободная конвекция в условиях внутренней задачи. М., 1952. 256 с.
119. Острый Г. Б. Особенности залегания и формирования многослойных мерзлых пород в связи с геологическим строением территории. — «Труды Ин-та мерзлотоведения АН СССР», 1962, т. 19, с. 19—24.
120. Острый Г. Б., Черкашин А. Ф. Поведение нижней границы вечномерзлых пород как один из критерии при поисках структур на северо-востоке Западно-Сибирской низменности. — «Геология и геофизика», 1960, № 10, с. 62—68.
121. Пах Э. М. Геотермия как один из методов познания геологических явлений на угольных месторождениях Кузбасса. — В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1968, вып. 3, с. 47—63.
122. Петрушин Г. И., Юрчак Р. П. Об измерении температуропроводности горных пород. — «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1973, № 11, с. 92—95.
123. Позин Л. З. Дифференциальная термометрия нефтяных и газовых скважин. М., 1964. 114 с.
124. Покровский В. А. Геотермические условия подземных вод на территории европейской части СССР. — «Труды Лаб. гидрогеол. проблем», 1962, т. 42, с. 43—68.
125. Покровский Г. И., Булычев В. Г. О теплопроводности грунтов. — «Журн. теор. физики», 1938, т. 8, вып. 17, с. 1576—1583.
126. Поляк Б. Г. О геотермическом градиенте Русской платформы. — «Труды Лаб. гидрогеол. проблем», 1962, т. 42, с. 25—38.
127. Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. — «Геотектоника», 1968, вып. 4, с. 3—19.
128. Померанц Л. И., Чукин В. Т. Промыслово-геофизическая аппаратура и оборудование. М., 1966. 314 с.
129. Применение термометрии для определения затрубного движения жидкости в нагнетательных, эксплуатационных и контрольных скважинах Татарии. — «Нефтегаз. геология и геофизика», 1972, № 4, с. 39—43. Авт.: В. В. Цветков, Д. М. Сребродольский, Б. С. Свищев и др.
130. Промысловые исследования температуры глинистого раствора, циркулирующего в скважине. — «Труды Ставропол. комплекс. лаб. ВНИИ природных газов», 1966, вып. 1, с. 86—92. Авт.: Н. Р. Акопян, Г. А. Обобко, Ю. М. Проселков, А. Д. Красок.
131. Пудовкин М. А. Теоретические расчеты поля температур нефтяного пласта при нагнетании в него воды. — В кн.: Вопр. усовершенствования разработки нефт. месторождений Татарии. Казань, 1962, с. 362—364.
132. Путиков О. Ф. К определению температуры пород в призабойной зоне бурящейся скважины. — «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1969, № 10, с. 104—105.
133. Челнинцев А. М. О температурном градиенте в промерзающем слое дисперсных пород. — В кн.: Физ.-хим. процессы в промерз. и мерз. горн. породах. М., 1961, с. 40—45.
134. Редозубов Д. В. Геотермический метод исследования толщ мерзлых пород. М., 1962. 155 с.
135. Руколь Е. Л. Приливная эволюция системы Земля — Луна. — «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1963, № 2, с. 216—222.
136. Семенова С. М., Гавиц И. К., Луяшева А. А. Сборник задач по общей гидрогеологии. М., 1964. 251 с.
137. Славнова Э. И. О свободной тепловой конвекции в водных растворах солей, заполняющих вертикальные трубы круглого сечения. — «Инж.-физ. журн.», 1963, т. 6, № 3, с. 106—109.
138. Смирнов Я. Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. — «Геотектоника», 1968, вып. 6, с. 3—25.

139. Смыслов А. А. Значение данных радиоактивности и теплопроводности горных пород при металлогенических исследованиях. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 7, с. 32—45.
140. Снигирев А. М., Ляхов Л. Л., Нечаев Е. А. Исследование зависимости вызванной поляризации ионопроводящих сред от температуры. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1974, № 6, с. 120—126.
141. Софронов Н. И. Термометрический метод поисков сульфидных залежей. Л.—М., 1936. 52 с.
142. Справочник физических констант горных пород. М., 1969. 543 с.
143. Стерленко З. В., Ганцев Ю. А. Влияние минерализации подземных вод на их тепловые свойства. — «Изв. вузов. Нефть и газ», 1974, № 6, с. 3—6.
144. Теплый Земли и его извлечение. Киев, 1974. 253 с. Авт.: А. Н. Шербани, А. Е. Бабинец, А. С. Цырульников, Ю. Д. Дядькин.
145. Тепловой режим недр СССР. Под ред. Ф. А. Макаренко. М., 1970. 220 с.
146. Тепловой режим осадочных толщ. Махачкала, 1972. 230 с. Авт.: Х. И. Амирханов, В. В. Суэтнов, Р. А. Левкович, А. А. Гаирбеков.
147. Тепловыделение при изучении природных ресурсов в воздухе. — «Опт.-мех. пром-сть», 1971, № 3, с. 3—9. Авт.: М. М. Мирошников, Е. Я. Караженский, Б. В. Шимин, Н. А. Гусев.
148. Тепловые методы добычи нефти. М., 1975. 180 с.
149. Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования. Под ред. Ф. А. Макаренко. М., 1963. 292 с.
150. Тихонов А. Н. О влиянии радиоактивного расплава на температуру земной коры. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.», 1937, № 3, с. 431—459.
151. Тихонов А. Н., Дворов И. М. Развитие геотермических исследований в СССР. — «Вестн. АН СССР», 1965, № 10, с. 21—24.
152. Толстов Л. А. О влиянии температуры на нефтеотдачу при вытеснении нефти водой. — «Нефт. хоз-во», 1965, вып. 6, с. 38—42.
153. Упрощенный метод определения температуры по стволу гидротермальной скважины. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1966, вып. 6, с. 92—95. Авт.: Г. А. Матаев, А. И. Ниналов, Г. М. Гайдаров, Х. И. Амирханов.
154. Ушаков С. А., Федынский В. В. Рифтогенез как механизм регулирования теплопотерь Земли. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 208, № 5, с. 1182—1185.
155. Фельдман Г. М. Расчет свободной тепловой конвекции в крупнозернистых грунтах. — В кн.: Эксперимент. исследования процессов теплообмена в мерзл. горн. породах. М., 1972, с. 41—52.
156. Фельдман Г. М., Щелоков В. К. Определение глубины промерзающего слоя грунта и времени его смыкания с вечномерзлой толщей. — В кн.: Процессы тепло- и массообмена в мерзл. горн. породах. М., 1965, с. 26—35.
157. Фролов Н. М. Экспериментальное определение степени влияния гравитационной конвекции и обсадных труб на естественное распределение температуры в буровых скважинах. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 150, № 2, с. 301—304.
158. Фролов Н. М. Температурный режим геотермозоны. М., 1966. 156 с.
159. Фролов Н. М. Гидрогеотермия. М., 1968. 316 с.
160. Цырульников А. С., Горбенков В. С., Фиалко А. И. Влияние глубины залегания и геотермических условий на реологические свойства горных пород. — «Теплофизика и теплотехника», 1972, вып. 22, с. 26—30.
161. Чарий И. А. О термическом режиме буровых скважин. — «Газ. пром-сть», 1966, № 10, с. 7—13; № 12, с. 1—5.

162. Чекалюк Э. Б. Термодинамика нефтяного пласта. М., 1965. 238 с.
163. Чекалюк Э. Б., Федорцов И. М., Осадчий В. Г. Полевая геотермическая съемка. Киев, 1974. 103 с.
164. Череменский Г. А. Геотермические исследования в Сибири. — «Труды Ин-та мерзлотоведения АН СССР», 1958, т. 15, с. 132—143.
165. Череменский Г. А. О времени восстановления термического режима, нарушенного бурением скважины. — «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1960, № 12, с. 1801—1805.
166. Череменский Г. А. Влияние складчатого фундамента на тепловое состояние мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. — «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1961, № 5, с. 705—709.
167. Череменский Г. А. Определение диаметра зоны нарушения термического поля вокруг скважины. — «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1961, т. 39, вып. 2, с. 80—90.
168. Череменский Г. А. Влияние многолетней мерзлоты на тепловое состояние отложений Березовского района. — «Докл. АН СССР», 1962, т. 144, № 3, с. 633—635.
169. Череменский Г. А. О связи гидрогеологических условий с термальной аномалией в районе Мацесты. — «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1962, т. 46, вып. 2, с. 82—85.
170. Череменский Г. А. К определению времени восстановления термического режима, нарушенного бурением скважины. — «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1962, т. 48, вып. 2, с. 132—135.
171. Череменский Г. А. Геотермические измерения в скважинах Котельваара. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 150, № 2, с. 375—377.
172. Череменский Г. А. К вопросу об обработке дающих термических наблюдений. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1963, № 5, с. 63—67.
173. Череменский Г. А. Влияние динамики подземных вод на термический режим мезозойско-кайнозойских отложений Чулымо-Лисейского района. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1966, № 1, с. 118—121.
174. Череменский Г. А. Геотермия. Л., 1972. 271 с.
175. Череменский Г. А. О геотермических особенностях Балтийского щита. — «Сов. геология», 1972, № 6, с. 140—144.
176. Череменский Г. А. Влияние города на микроклимат и температуру приповерхностной толщи Земли. — В кн.: Проблемы горн. теплофизики. Материалы Всесоюз. науч.-техн. конф. Л., 1974, с. 41—44.
177. Череменский Г. А. К геотермии южного склона Балтийского щита. — «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1974, т. 66, вып. 2, с. 122—124.
178. Чистотинов Л. В. Влияние миграции влаги на промерзание грунтов. — В кн.: Сезон. протаивание и промерзание грунтов на территории Северо-Востока СССР. М., 1966, с. 77—84.
179. Чистотинов Л. В., Майдриков А. А., Чистотинов Л. Т. О миграции влаги в промерзающих тонкодисперсных горных породах с неполным водонасыщением. — В кн.: Материалы VIII Всесоюз. межвед. совещ. по геокриологии. Якутск, 1966, вып. 4, с. 94—108.
180. Чудиовский А. Ф. Теплофизические свойства дисперсных материалов. М., 1962. 456 с.
181. Шарбатян А. А. Экстремальные оценки в геотермии и геокриологии. М., 1974. 122 с.
182. Швейцов П. Ф. Геотермические условия мезозойско-кайнозойских нефтеносных бассейнов. М., 1974. 130 с.
183. Шилин Б. В., Гусев И. А. Тепловая аэросъемка вулканов Камчатки. — «Сов. геология», 1965, № 5, с. 139—147.
184. Шушерина Е. П., Врачев В. В., Иващенко И. И. Новые данные по механическим свойствам грунтов при низких температурах. — «Мерзлот. исследования», 1974, вып. 14, с. 190—195.
185. Шушпанов А. П. О тепловом режиме Карпатской области СССР. — В кн.: Проблемы глубин. тепл. потока. М., 1966, с. 133—143.

186. Энергетика геологических и геофизических процессов. М., 1972. 162 с.
187. Щербаков А. В. Геохимия термальных вод. М., 1968. 234 с.
188. Щербаков А. В., Козлова Н. Д., Смирнова Г. Н. О химическом составе термальных вод СССР. — В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М., 1973, с. 267—277.
189. Berggren W. P. Prediction of temperature distribution in frozen soils. — «Trans. Amer. Geophys. Union», pt. 3, 1943, p. 71—77.
190. Birch F. Speculations on the earth's thermal history. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1965, v. 76, N 2, p. 133—134.
191. Bodvasson G. On the temperature of water flowing through fractures. — «J. Geophys. Res.», 1969, v. 74, N 8, p. 1987—1992.
192. Bredenhoef J. D., Papadopoulos I. S. Rates of vertical ground-water movement estimated from the earth's thermal profile. — «Water Resources Res.», 1965, v. 1, N 2, p. 325—328.
193. Brown W. G. Difficulties associated with predicting depth of freeze or thaw. — «Canad. Geotechn. J.», 1964, v. 1, N 4, p. 215—223.
194. Cormack A. M. Heat generation in the earth by solar neutrinos. — «Phys. Rev. ser. 2», 1954, v. 95, N 2, p. 580—584.
195. Courtilloot V., Ducruix J., Le Mouel J. L. Le prolongement d'un champ de potentiel d'un contour quelconque sur un contour horizontal. — «Ann. Geophys.», 1973, t. 29, fasc. 3, p. 361—366.
196. Hamza V. M., Verma R. K. The relationship of heat flow with age of basement rocks. — «Bull. volcanologique», 1969, t. 33, fasc. 1, p. 123—152.
197. Horvay K. I. Effect of past climatic changes on the thermal field of the Earth. — «Earth a. Planet. Sci. Lett.», Amsterdam, 1969, v. 6, N 1, p. 39—42.
198. Hertig E. Untersuchungen der Wärmeleitfähigkeitsanisotropie von Sandsteinen, Grauwacken und Quarziten. — «Pure a. Appl. Geophys.», 1965, v. 60, p. 85—100.
199. Lachenbruch A. Rapid estimation of the topographic disturbance to superficial thermal gradients. — «Rev. Geophys.», 1968, v. 6, N 3, p. 365—400.
200. Lachenbruch A. U., Brewer M. C. Dissipation of the temperature effect of drilling a well in Arctic Alaska. — «U. S. Geol. Surv. Bull.», 1959, 1083-C, p. 73—109.
201. Laffite M. P. Régime thermique du voisinage d'un filon hydrothermal. — «Comptes Rendus Séances Acad. Sci. Paris», 1958, t. 246, N 14, p. 2148—2151.
202. Lee W. H. K. On the global variations of terrestrial heatflow. — «Phys. Earth. Planet. Interiors», 1970, v. 20, p. 332—341.
203. Lee W. H. K., UYEDAS. Review of heat flow data. — In: Terrestrial heat flow. 1965, ser. 8, p. 87—190.
204. MacCarthy G. R. Geothermal investigations on the Arctic slope of Alaska. — «Amer. Geophys. Union Trans.», 1952, v. 33, N 4, p. 589—593.
205. Munk W. H., Mac Donald G. I. F. The rotation of the Earth. Cambridge, 1960. 323 p.
206. Paransis D. S. Some present-day problems and possibilities in mining geophysics. — «Geoexploration», 1974, v. 12, N 2/3, p. 97—120.
207. Riemann Weber. Die partiellen Differentialgleichungen der Mathematiken. — «Physik», 1912, v. 2, p. 121.
208. Stegenga L. Magyarország geotermikus terkepei. — «Geofiz. Közl.», 1964, v. 13, N 2, p. 221—230.
209. Vening Meinesz F. A. Convection-currents in the Earth. — «K. Nederl. Akad. Wetens. Pr.», 1947, v. 50, N 3, p. 237—245.
210. Wang Chien Guen. On the distribution of surface heat flow and the earth gravity field. — «Amer. Geophys. Union Trans.», 1963, v. 44, N 4, p. 859—860.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие . . . . .	3
Введение . . . . .	4
Г л а в а I. Физические и геологические основы при- кладной геотермии . . . . .	12
§ 1. Основные источники тепла, тепловой поток и геотермический градиент . . . . .	—
§ 2. Связь теплового поля со структурно-текто- ническим строением земной коры и распре- делением источников выделения (поглоще- ния) тепла . . . . .	29
Неоднородная толща (30). Слоистая тол- ща (31). Макроанизотропия (34). Выкли- нивание пласта (толщи) (37). Толщи по- род разной морфологии (39). Складчатые структуры и соляные купола (41).	
§ 3. Искажение теплового поля приповерхност- ной толщи геоморфологическими факторами Денудация (44). Осадконакопление (45). Неотектонические движения (47). Поверх- ностный рельеф (47).	43
Г л а в а II. Тепловая свободная конвекция жидко- сти (газа) . . . . .	49
§ 4. Свободная конвекция в полостях, скважи- нах и крупнопористых породах . . . . .	—
Вертикальные каналы различного сечения (49). Скважины (52). Полости (55). Круп- нопористые горные породы (56)	
Г л а в а III. Движение жидкости (газа) в горных по- родах и скважинах . . . . .	58
§ 5. Вертикальная фильтрация . . . . .	59
Нестационарная фильтрация в слабопрони- цаемых породах (59). Стационарная фильт- рация (60).	
§ 6. Фильтрация жидкости в пластах . . . . .	62
Горизонтальный пласт (62). Наклонный пласт (63).	
§ 7. Нестационарная инфильтрация атмосферных осадков и движение гидротерм в илоском вертикальном разломе . . . . .	64
Нестационарная инфильтрация (64). Дви- жение гидротерм (64).	
§ 8. Движение жидкости (газа) в скважине . . .	66
Движение жидкости из эксплуатируемого горизонта (66). Движение жидкости и газа из эксплуатируемого горизонта (69). Нагне- тание жидкости в пласт (70). Циркуляция промысловой жидкости (72).	
§ 9. Температура в среде, окружающей скважину . . . . .	74

§ 10. Восстановление термического режима, нарушенного бурением . . . . .	80
§ 11. Температурный режим скважины в многолетнемерзлых породах . . . . .	88
<b>Г л а в а IV. Влияние климата на температуру приповерхностной толщи . . . . .</b>	<b>97</b>
§ 12. Периодические колебания температуры в однородной толще . . . . .	98
§ 13. Слои постоянных суточных, годовых и вековых температур . . . . .	100
§ 14. Вычисление глубины промерзания горных пород . . . . .	104
§ 15. Влияние ледниковых эпох . . . . .	114
§ 16. Термоанализотропия мерзлых толщ . . . . .	115
§ 17. Определение глубины залегания слоя постоянных годовых температур по геотермограмме одной скважины в районе многолетней мерзлоты . . . . .	118
§ 18. Определение морфологии мерзлого массива и его термического режима . . . . .	119
§ 19. Влияние производственной деятельности человека на тепловое состояние приповерхностной толщи . . . . .	123
§ 20. Вычисление температуры поверхности покрытий аэродромов (дорог) на многолетней мерзлоте . . . . .	124
§ 21. Определение глубины чаши оттаивания под зданиями . . . . .	126
<b>Г л а в а V. Термические свойства горных пород . . . . .</b>	<b>128</b>
§ 22. Теплопроводность . . . . .	130
§ 23. Теплоемкость и температуропроводность . . . . .	145
<b>Г л а в а VI. Влияние температуры на физико-химические процессы в земной коре и скважинах . . . . .</b>	<b>150</b>
§ 24. Реологические свойства горных пород . . . . .	—
§ 25. Физические свойства горных пород . . . . .	152
§ 26. Физические свойства подземных вод, глинистых растворов, химический состав вод, нефтеотдача . . . . .	154
§ 27. Формирование структуры цементного раствора, проницаемость цементного камня . . . . .	156
§ 28. Гидравлические потери в скважине . . . . .	157
<b>Г л а в а VII. Геотермические методы при решении практических геологических и инженерных задач . . . . .</b>	<b>158</b>
§ 29. Инфракрасная съемка . . . . .	160
§ 30. Геотермическая съемка . . . . . Съемка на суше (162). Съемка на дне акваторий (168).	162
§ 31. Скважинные методы . . . . . Изучение геологического разреза (169). Определение скорости фильтрации подземных вод по одиночным скважинам (172). Выявление перепада пластовых давлений (174). Прогнозирование зон аномально высокого пластового давления (176). Определение	169

пластового давления, проницаемости газоносных пластов и температуропроводности пород (176). Определение дебита продуктивных пластов (181). Прогнозирование приближения забоя горной выработки к обводненным зонам (183). Выявление газоносных горизонтов (184).	
§ 32. Искусственное воздействие на пласт при добывче нефти . . . . .	186
Температурное поле пласта при закачке воды (187). Температурное поле пласта при нагнетании водяного пара (189). Температурное поле пласта при внутрипластовом движении очага горения (190).	
§ 33. Термические методы разработки месторождений твердых полезных ископаемых . . . . .	192
§ 34. Использование термальных вод и пара в народном хозяйстве . . . . .	193
<b>Г л а в а VIII. Изучение технического состояния скважин и контроль за подземным хранением промышленных отходов и газа . . . . .</b>	197
§ 35. Определение высоты подъема цемента в затрубном пространстве . . . . .	199
§ 36. Определение притока и поглощения жидкости . . . . .	201
Методы оттартивания (204). Методы продавливания (207).	
§ 37. Определение затрубного движения жидкости без притока в скважину . . . . .	211
Список литературы . . . . .	213

ИБ № 1471

Георгий Александрович Череменский

### ПРИКЛАДНАЯ ГЕОТЕРМИЯ

Редактор издательства Л. Г. Ермолаева  
 Технический редактор И. Г. Сидорова  
 Корректор М. И. Витис  
 Переплет художника Б. Н. Осенчакова

Сдано в набор 23/VII 1976 г. Подписано к печати 9/III 1977 г.  
 М-25890. Формат 60 × 90/16. Бумага тип. № 2. Печ. л. 14.  
 Уч.-изд. л. 14,64. Тираж 2000 экз. Заказ 1145/381. Цена 99 коп.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение.  
 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровая, 12.

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при  
 Государственном комитете Совета Министров СССР по делам  
 издательств, полиграфии и книжной торговли.  
 196006, Ленинград, М-6, Московский пр., 91.

## ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
33	7 сн.	$(r/R^* + r)$	$r/(R^* + r)$
45	7 сн.	$\operatorname{erfc} \frac{\beta}{6\sqrt{a_2}}$	$\operatorname{erfc} \frac{\beta}{2\sqrt{a_2}}$
108	1 сн.	$(c_1 t_{01} - c_{M1}) t_0$	$(c_1 t_{01} - c_{M1} t_0)$
161	13 сн.	только	хорошо
168	17 сн.	$\beta_1 = \sqrt{\omega}/(2a_1)$	$\beta_1 = \sqrt{m/(2a_1)}$
		$\text{и } \beta_2 = \sqrt{\omega}/(2a_2)$	$\text{и } \beta_2 = \sqrt{m/(2a_2)}$
178	20 сн.	$\exp[-a(m_n/r_1)^2]$	$\exp[-a(m_n/r_1)^4]$