

ТЕПЛОВОЙ
РЕЖИМ
НЕДР СССР

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

ORDER OF THE RED BANNER
GEOLOGICAL INSTITUTE

HEAT REGIME
OF THE USSR INTERIORS

Transactions, vol. 218

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

MOSCOW 1970

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ НЕДР СССР

Труды, вып. 218

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1970

В монографии дана комплексная характеристика теплового режима земной коры в пределах СССР. Описано температурное поле Земли по районам, показано распределение теплового потока, термальные ресурсы и проанализированы основные закономерности их формирования. Рассматривается геотермическое значение различных природных факторов и процессов: тектонических, тепловых, геологической структуры, состава горных пород, движения подземных вод и т. п. Освещена взаимосвязь различных направлений геотермических исследований и возможность их приложения к изучению земной коры и верхней мантии Земли.

Редакционная коллегия:

академик *А. В. Пейве* (главн. редактор),
академик *В. В. Меннер, Т. Г. Павлова, П. П. Тимофеев*

Ответственные редакторы:

Ф. А. Макаренко и Б. Г. Поляк

Editorial Board:

Academician *A. V. Peive* (editor-in-chief),
Academician *V. V. Mennner, T. G. Pavlova, P. P. Timofeev*

Responsibles editors:

F. A. Makarenko and B. G. Polak

ПРЕДИСЛОВИЕ

Наше время поставило перед науками о Земле новые задачи. Подобно путнику, который, уходя в дальнюю дорогу, пристально оглядывается вокруг, стремясь унести в своей памяти облик родных мест, человечество, стоящее на пороге космической эры, с особым вниманием изучает сейчас свою планету. Широкие геологические обобщения, возросший интерес к глубинным процессам, участвовавшие попытки воссоздания истории Земли, анализ ее физических полей и влияния космических факторов на ее развитие — все это отражает одну и ту же тенденцию. Вполне естественно поэтому и усиление исследований теплового поля Земли, до недавнего времени находившихся во втором эшелоне геологической науки. Но не только космогоническое значение этих исследований, определяемое важностью изучения глубинного теплового потока как одного из граничных условий в любых концепциях о происхождении и эволюции Земли, служит тому причиной. Другими, не менее важными стимулами являются потребности практической деятельности человека. С одной стороны, это продиктованная вовлечением в орбиту хозяйственного использования все более и более глубоких слоев Земли необходимость точного прогноза температурного режима осваиваемых недр, определяющего технические условия и возможности их эксплуатации. С другой стороны, это вызванное постоянным ростом производственного потребления энергии стремление использовать неисчерпаемые ресурсы внутриземного тепла.

Увеличение интереса к проблемам геотермии выразилось в проведении за последние годы представительных научных совещаний — как внутрисоюзных (Тбилиси, 1955 г.; Москва, 1956, 1964 гг.; Махачкала, 1969 г.), так и международных (Рим, 1961 г.; Цюрих, 1967 г. и др.). Помимо опубликованных трудов этих совещаний, в печати появилось много монографий, сборников и отдельных статей, посвященных тем или иным аспектам геотермических исследований. На этом фоне ясно ощущается недостаток сводных работ, в которых были бы комплексно рассмотрены результаты развития различных направлений геотермии и охарактеризована их взаимосвязь.

В предлагаемой вниманию читателей книге сделана попытка подвести некоторые общие итоги изучения теплового поля в СССР. Фактический материал, приведенный в ней, относится главным образом к территории нашей страны и лишь в отдельных случаях (например, при анализе глубинного теплового потока или описании современных гидротермальных систем) дополнен необходимыми данными, полученными за рубежом. Монография написана в Лаборатории геотермии и гидрохимии глубоких зон Геологического института АН СССР и представляет собой коллек-

тивный труд, в котором участвовали Ф. А. Макаренко, Б. Г. Поляк, Я. Б. Смирнов, В. П. Зверев, В. И. Кононов, В. М. Сугробов, А. Я. Велюго, Г. Б. Гавлина, А. С. Джамалова, С. И. Сергиенко, С. В. Тимарева. Участие авторов в составлении отдельных разделов отражено в оглавлении. Координация работ и редакция рукописи выполнены Ф. А. Макаренко и Б. Г. Поляком.

Авторы отдают себе отчет в том, что не все сложившиеся к настоящему времени направления геотермических исследований получили в данной книге должное освещение. Ясно им также и то, что некоторые из затронутых вопросов, например энергетика тектонических процессов, для получения окончательных выводов нуждаются в более глубоком анализе (это, впрочем, может найти себе известное оправдание в недостаточной изученности таких проблем на современном этапе). Все же им кажется, что составленная сводка устраняет часть неясностей в вопросах общей энергетики Земли и формирования ее теплового поля. Они надеются, что их труд облегчит начинающему исследователю ориентировку в различных направлениях геотермии и, давая в руки специалистам, работающим как непосредственно в области изучения и использования тепла Земли, так и в смежных областях, новый региональный фактический материал, поможет созданию более глубоких теоретических обобщений. Авторы будут рады, если их работа вызовет у читателей интерес, и заранее признательны за любые критические замечания.

Глава I (вводная)

НАПРАВЛЕНИЯ И СОСТОЯНИЕ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СССР

Тепловое поле Земли первым среди других геофизических полей оказалось предметом научного исследования. Начало его изучения связано с именем Плиния-старшего, погибшего во время наблюдений за ходом извержения Везувия в 73 г. до нашей эры. Количественные же методы в этой области стали возможны после изобретения термометра, которое приписывается Галилею (1564—1642). Первые инструментальные наблюдения за подземными температурами были проведены, по-видимому, только в 1740 г. Женсаном (Gensanne) во Франции, хотя и до этого различные ученые (в их числе известный физик Бойль) уже обратили внимание на своеобразие теплового режима шахт и рудников. Факт повышения температуры недр с глубиной сразу же стал рассматриваться и как основание для научных космогонических построений, первой попыткой которых была знаменитая атеистическая гипотеза Канта — Лапласа.

Однако еще долго геотермические исследования имели отвлеченный характер и проводились от случая к случаю в отдельных пунктах. Важнейшим научным достижением было открытие русскими учеными в первой половине XIX в. области многолетней мерзлоты. Лишь в конце XIX в. шахтное строительство и быстрое развитие нефтедобывающей промышленности вызвали практическую потребность в значительном расширении и систематизации геотермических исследований.

Все же до недавнего времени геотермика в целом занимала подчиненное положение в кругу геофизических методов, дав обогнать себя более молодым направлениям — изучению гравитационного и электромагнитного полей, сейсмологии и другим, теснее связанным с решением задач поисков и разведки полезных ископаемых. Изменилось это положение только в последние десятилетия, когда человечество осознало, что топливные и гидроэнергетические ресурсы нашей планеты ограничены, и для обеспечения все ускоряющихся темпов роста промышленного производства необходимо изыскать новые источники энергии. Возник вопрос о прямом использовании солнечной энергии, энергии радиоактивного распада и термоядерного синтеза и освоении тепловой энергии земных недр. Последняя проблема и привела к бурному развитию прежде всего региональных геотермических исследований и широкому обобщению накопленных ранее материалов термометрических наблюдений. Одновременно выяснилась необходимость более углубленного изучения теоретических вопросов геотермии — природы внутриземного тепла, термической эволю-

ции Земли, глубинного теплового потока, условий формирования гидротерм и т. п.

Важнейшими вехами в истории геотермических исследований в нашей стране явились общесоюзные научные совещания 1956 и 1964 гг. и постановления 1963 и 1965 гг.

В 1954 г., после обсуждения результатов работы Камчатской геотермической экспедиции, созданной Академией наук СССР для выяснения возможностей теплоэнергетического использования парогидротерм Камчатки и Курильских островов, и отчета советских участников X ассамблеи Международного геодезического и геофизического союза о посещении итальянской геотермической электростанции в Лардерелло, бюро ОГГН АН СССР приняло решение о созыве всесоюзного совещания по проблемам геотермики. Организованное в соответствии с этим решением Лабораторией вулканологии АН СССР совместно с тремя другими академическими организациями — Лабораторией гидрогеологических проблем, Институтом геохимии и аналитической химии и Геофизическим институтом — Первое всесоюзное совещание по геотермическим исследованиям состоялось в марте 1956 г. в Москве. Оно впервые¹ показало важность этих исследований в масштабе всей страны, выявило их состояние и наметило дальнейшие задачи («Резолюция ...», 1956). В работе совещания участвовали представители 60 научных и производственных организаций страны, сделанные на совещании доклады были опубликованы («Проблемы геотермии ...», т. I, 1957; т. II, 1961).

Учитывая научное и практическое значение этих исследований, Отделение наук о Земле создало в 1961 г. для их координации Комиссию по гидрогеологии и геотермике под председательством Ф. А. Макаренко, преобразованную в январе 1964 г. в Научный совет по геотермическим исследованиям АН СССР (председатель академик А. Н. Тихонов, заместители Ф. А. Макаренко и Е. А. Любимова).

В апреле и декабре 1963 г. были приняты решения об усилении работ в области изучения и использования подземного тепла — в первую очередь на Камчатке; а также на Кавказе, в Сибири и других районах страны (Резолюция..., 1964).

В марте 1964 г. ОНЗ АН СССР и Научным советом, при участии союзных министерств геологии, газовой промышленности, энергетики и электрификации, сельского хозяйства, а также ряда академий наук союзных республик и других организаций и ведомств, было созвано Второе совещание по геотермическим исследованиям в СССР. В его работе приняли участие 572 специалиста, представивших 150 различных учреждений и сделавших более 100 докладов (см. «Геотермические исследования...», 1966; «Региональная геотермия...», 1967). Совещание отметило («Резолюция ...», 1964), что за период, прошедший после Первого всесоюзного совещания, советскими учеными достигнуты большие успехи в решении различных теоретических и прикладных вопросов геотермии — в первую очередь в картировании геотемпературного поля и изучении гидротермальных ресурсов, а также в разработке теоретических проблем теплового состояния и истории Земли, методики и техники геотермических исследований и применения геотермических методов к решению геологопоисковых и горнопромышленных задач; начато изучение кондуктивного теплового потока, роли подземных вод в перераспределении глубинного тепла и ряда других вопросов. Вместе с тем, Второе совещание указало на необходимость углубления и интенсификации исследований теплового баланса Земли, гидродинамики перегретых вод и

¹ Годом раньше в Тбилиси состоялось региональное совещание по вопросам геотермии и использования горячих вод Кавказа (созванное также по инициативе АН СССР).

пара, разработки методов выявления и оценки геотермальных ресурсов и технико-экономических показателей возможности их использования.

На современном этапе проблематика геотермических исследований представлена следующими основными направлениями: а) теоретические исследования, б) разработка аппаратуры и методики геотермических измерений, в) региональные исследования, г) прикладные исследования.

История развития этих направлений в СССР в той или иной степени освещена в работах М. Ф. Белякова, К. Ф. Богородицкого, В. И. Влодавца, В. Н. Дахнова, И. Д. Дергунова, Д. И. Дьяконова, С. А. Красковского, Ф. А. Макаренко, Б. Ф. Маврицкого и Г. К. Антоненко и других авторов. Поэтому здесь мы ограничимся в основном характеристикой современного состояния геотермических исследований.

Теоретические исследования

Теоретическая геотермия рассматривает широкий круг проблем, связанных с передачей тепла в природных, преимущественно твердых телах, тепловым состоянием Земли и отдельных геосфер, распределением и природой источников глубинного тепла, геотектоническим развитием земной коры и верхней мантии, эволюцией внутриземных тепловых процессов и соотношениями между тепловым и другими геофизическими полями.

Анализ многих фундаментальных математических задач, важных для теоретической геотермии, содержится в классической монографии Г. Карслоу и Д. Егера (1964) «Теплопроводность твердых тел», первое издание которой вышло в 1906 г. Развитием теории и ее практическим применением к земным тепловым процессам у нас в стране занимались В. И. Баранов, В. И. Вернадский, А. П. Виноградов, И. Д. Дергунов, Б. Н. Достовалов, В. И. Жарков, Б. Ю. Левин, Е. А. Любимова, В. А. Магницкий, С. В. Маева, Ф. А. Макаренко, Ш. Ф. Мехтиев, А. М. Овчинников, А. Н. Огильви, Н. А. Огильви, В. С. Сафронов, И. Е. Старик, М. Я. Сумгин, А. Н. Тихонов, В. Г. Хлопин, Н. А. Цитович, П. Ф. Швецов и многие другие исследователи.

Одной из главных проблем теоретической геотермии является вопрос о происхождении глубинного тепла. По общепринятым современным представлениям, главным его источником является радиоактивный распад долгоживущих изотопов урана, тория и калия.

Обсуждается возможный геотермический эффект и ряда других процессов — распада короткоживущих изотопов, образования планеты, гравитационной дифференциации ее вещества, изменения скорости вращения Земли, приливного трения в системе Земля — Луна, изменения мировой гравитационной постоянной, фазовых и электронных переходов в глубинных частях коры и мантии, потока космических частиц, сеймотектонических явлений. Некоторые из этих факторов рассматривались П. Н. Кропоткиным, Е. Н. Люстихом и другими советскими исследователями. Результаты работ в этом направлении излагаются в следующей главе.

Тепло, генерируемое внутриземными процессами, отводится из недр разными способами. Анализируются следующие механизмы передачи тепла в Земле — фононный (решеточный), радиационный и экситонный (при высоких температурах), электронный (для области со сверхвысокими давлениями) и конвективный — в сейсмически твердом теле (в результате процессов диффузионного, дислокационного, межзернового и других видов крипа при высоких температурах) и в природных жидких телах (магма, флюид, водные растворы). В тесной связи с механизмами теп-

лопередачи находится зависимость теплопроводности твердых тел от температуры и давления, определяемая экспериментально. Такие эксперименты, проведенные У. И. Моисеенко на ряде горных пород, показали существенное снижение теплопроводности с ростом температуры и в общем подтвердили на этом материале теоретическую зависимость теплопроводности от температуры для диэлектриков. Кроме того, они позволили сделать вывод о наличии минимума на кривой теплопроводности пород при температурах, близких к температурам плавления. Повышение теплопроводности за точкой минимума считается следствием резкого возрастания роли радиационного переноса тепла.

Результаты экспериментальных исследований и механизмы теплопроводности твердых тел (за исключением конвективного) применительно к условиям земных оболочек были проанализированы Е. А. Любимовой. Оценки роли различных видов теплопереноса позволили ей сделать заключение о снижении теплопроводности в земной коре и верхних горизонтах мантии и минимуме теплопроводности в определенном «теплозапирающем» слое мантии, совпадающем, по-видимому, со слоем пониженных скоростей.

Правильная оценка относительного и абсолютного значения различных механизмов теплопереноса, с одной стороны, и различных источников глубинного тепла и их распределения внутри Земли — с другой, необходимы при решении двух взаимосвязанных проблем — общей тепловой истории Земли и распределения глубинных температур. Достоверность сделанных оценок определяется степенью соответствия принимаемых физических моделей реальным природным условиям и надежностью исходных параметров (помимо уже указанных, к ним относятся возраст планеты, ее начальная температура и ряд других). Возможности повышения точности таких оценок кроются в использовании уже установленных научных фактов, ограничивающих выбор расчетных физических схем и пределы колебаний известных величин. К таким фактам относятся, например, величины средних потерь тепла в современную эпоху и интегральных теплопотерь Земли, равенство теплового потока на континентах и океанах, закономерные вариации теплового поля в различных тектонических структурах Земли, комплекс сейсмологических данных о строении земной коры и верхней мантии и их вертикальной и горизонтальной неоднородности, данные об электропроводности земных оболочек, результаты экспериментальных исследований поведения природных соединений при высоких и сверхвысоких давлениях и температурах и ряд других выясненных природных закономерностей. Но и нынешние оценки, как бы они ни были дискуссионны, чрезвычайно важны для выяснения общего хода развития Земли и планет земного типа. В частности, исследования вероятного изменения генерации радиогенного тепла во времени в однородной модели Земли привели к предположению о наличии зон накопления тепла и теплооттока (последняя имеет мощность около 1000 км от поверхности). С учетом радиационного механизма теплопереноса были проведены исследования тепловой истории Земли и ее крупнейших структурных единиц — областей с земной корой океанического и континентального типов, показавшие существенные различия температур в них во времени. На основании расчетов тепловой истории Земли и планет и анализа явлений термоупругости были сделаны выводы о том, что тепловое поле ответственно за сейсмическую активность.

В последнее время широко обсуждается возможность конвективного переноса тепла в земной коре и верхней мантии. Интенсивное развитие этого направления связано с тем, что именно процессы теплопереноса составляют сущность геолого-тектонического развития активных поясов Земли. Например, конвективный перенос тепла лежит в основе таких универсальных гипотез, привлекаемых для объяснения раз-

вития Земли, как тепловая конвекция в сейсмически твердой верхней мантии (гипотеза широко распространена среди зарубежных ученых) и тепловая конвекция в зонах первичного магмообразования (всплывание базальтовых астенолитов по В. В. Белоусову, зонная плавка по А. П. Виноградову и др.). Поэтому выводы, полученные при исследовании тепловой истории Земли, в случае конвективного теплопереноса в мантии будут существенно другими.

Современное распределение глубинных температур, имеющее большое значение для решения всех без исключения геологических и геофизических задач, исследуется несколькими способами. Первый из них основан на экстраполяции в глубокие горизонты коры и мантии результатов прямых термометрических наблюдений на разбуренных глубинах с использованием данных о глубинном тепловом потоке, теплопроводности горных пород и генерации радиогенного тепла в них. Считается, что такой метод дает удовлетворительные результаты до глубин не более 50 км. Одним из основных выводов, полученных при расчетах, следует признать дифференциацию глубинных температур при различных величинах теплового потока на поверхности. С использованием этого метода недавно было показано, что ход температур существенно различен под разными геолого-тектоническими зонами. Другие методы оценки глубинных температур имеют косвенный характер. Это ограничение температур по адиабатическому градиенту, учет скоростей распространения продольных и поперечных сейсмических волн, глубин залегания нижних кромок магнитных масс (изотермической поверхности Кюри), длиннопериодных вариаций геомагнитного поля (данных магнитотеллурического и магнито-вариационного зондирования), электропроводности коры и мантии, условий плавления наиболее реальных систем в коре и мантии, сейсмичности и глубины залегания первичных магматических очагов, глубины залегания слоя пониженных скоростей в мантии (Л. Л. Ваньян, Е. А. Любимова, В. А. Магницкий, А. Н. Тихонов, Э. Э. Фотиади и др.). Важнейшие выводы, полученные при анализе связей указанных явлений с распределением температур, сводятся к тому, что в зависимости от конкретных условий геотермический градиент в земной коре колеблется примерно от 10 до 40°C/км, а в верхней мантии он намного ниже — примерно от 0,5 до 10°C/км. Эти данные хорошо согласуются с оценками по экстраполяции результатов прямых геотермических наблюдений.

Связующим звеном между теоретической и региональной геотермией являются исследования пространственного распределения теплового поля и соотношений теплового поля с другими геофизическими полями. Первый из этих вопросов детально разбирается в главе IV, относительно второго на основании недавно проведенных исследований (Я. Б. Смирнов) можно утверждать, что в тектонически стабильных структурах Земли тепловой поток и другие геологические и геофизические параметры коррелируются слабо; в тектонически же активных поясах наблюдается практически функциональная зависимость между величинами теплового потока и региональными формами рельефа, гравитационными и магнитными аномалиями, глубинами залегания нижних кромок магнитных масс и слоя повышенной электропроводности, градиентами неотектонических движений, плотностью сейсмической энергии и др. Выясняются связи величин теплового потока с распределением фаций регионального метаморфизма, составом магматических излияний и глубиной залегания первичных магматических очагов. Анализ этих соотношений с точки зрения их генезиса позволил сделать весьма важный вывод, что характер теплового поля может быть причиной возникновения геофизических аномалий и геологической специфики различных регионов, и в конечном итоге внутриземное тепло может рассматриваться как движущий

щий механизм геолого-тектонического и физико-химического развития Земли.

Большое внимание в работах советских ученых уделено изучению приповерхностных искажений теплового поля в результате влияния рельефа, неоднородной теплопроводности среды, эрозии и осадконакопления, современных и прошлых вариаций климата, переноса тепла подземными водами и т. п. (Н. И. Иванов, С. С. Ковнер, Н. И. Корытникова, В. А. Кудрявцев, В. И. Лялько, М. М. Митник, Н. А. Огильви и др.) Разработанные методы учета этих искажений, важные для правильного определения теплового состояния глубоких горизонтов, позволяют получать точные количественные решения, и теперь главной задачей в этом направлении является широкое внедрение таких методов в практику геотермических исследований путем построения номограмм, применения быстродействующих счетных машин и моделирования тепловых процессов.

Аппаратура и методика геотермических измерений

Аппаратура. Наибольшее число разработок в этом направлении связано с задачей непосредственного измерения температуры горных пород. Создано много различных видов термометров, причем на практике особенно широко используются электротермометры сопротивления. Отечественные конструкции таких приборов описаны во многих руководствах по промыслово-геофизическим исследованиям и в специальных работах (В. Н. Дахнов, Д. И. Дьяконов, С. И. Комаров, И. Д. Дергунов, Е. А. Любимова и др.).

В некоторых видах геотермических наблюдений (в частности, в вулканологических исследованиях, где изучаемые объекты порой нагреты до 800—1200°) используются различные термопары, работающие в большом диапазоне температур, чем термометры сопротивления. Еще одной разновидностью термометрической аппаратуры являются градиентометры (дифференциальные термометры), регистрирующие градиент температуры по глубине.

Разработаны конструкции таких приборов для применения в наземных (скважинных и т. п.) геотермических исследованиях (Л. З. Позин и др.), но, поскольку в этих условиях градиент может быть рассчитан одновременно с выяснением распределения температуры по глубине, скважинные градиентометры не получили широкого распространения. В океанических же исследованиях градиентометры являются основным измерительным прибором; часто они комбинируются с устройством, позволяющим извлекать на поверхность колонку донных осадков. В нашей стране конструирование таких зондов начато сравнительно недавно (Институт физики Земли АН СССР).

Помимо собственно термометрической, в геотермических исследованиях используется и аппаратура иного назначения. Это прежде всего тепломеры, служащие для непосредственного измерения величины кондуктивного теплового потока. Принцип их работы основан на регистрации ЭДС, возникающей в термопаре или батарее термопар, спаи которой выведены на верхний и нижний торцы помещенной в грунт пластины из материала с известной теплопроводностью. Различные конструкции тепломеров были созданы в МГУ им. М. В. Ломоносова, НИИ холодильной промышленности, б. Институте мерзлотоведения АН СССР и других организациях (А. Г. Колесников, А. А. Сперанская, М. А. Каганов, Ю. Л. Розеншток, Л. П. Семенов, Г. М. Фельдман, Ю. Л. Шур и др.). Однако у большинства таких конструкций невысокая чувствительность, ввиду чего использование их для измерения нормального теплового

потока (порядка $1 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$) затруднительно; но на участках с аномально высоким значением потока (например, на термальных полях вулканических районов) они позволяют получить весьма ценные данные.

При изучении районов высокой геотермальной активности, выражающейся, в частности, в многочисленных естественных выходах горячих вод и паров, необходимо измерять не только кондуктивную, но и конвективную составляющую потерь земного тепла. Для этого употребляются различные приборы, часть из которых давно используется при решении других технических задач (анемометры, диафрагмы, трубка Пито и т. п.), а часть сконструирована специально. Эта последняя группа приборов представляет собой калориметры различных систем и технических возможностей (конструкции В. В. Аверьева, Г. Н. Ковалева и др.).

Одним из важных видов экспериментальных геотермических исследований является определение теплофизических свойств горных пород. Эта задача входит в общую проблему изучения физических свойств вещества. Традиционный путь решения этой проблемы — опыты в лабораторных условиях, и в настоящее время измерение тепловых констант горных пород проводится главным образом этим способом, т. е. на лабораторных установках, конструкции которых различаются в зависимости от метода определения (Д. А. Кикнадзе, Г. М. Кондратьев, Е. А. Любимова и др.). Исследования эти особенно широко развернулись в последнее десятилетие. Они позволили получить большой фактический материал о теплопроводности, температуропроводности, теплоемкости горных пород разных литологических типов, более подробно обсуждаемый в одном из последующих разделов. Установленная при этом тесная зависимость тепловых свойств горных пород от их влажности и других естественных характеристик, комплекс которых трудно воспроизвести в лаборатории, поставила вопрос о необходимости изучения этих констант в естественных условиях залегания горных пород (*in situ*) — в скважинах и других горных выработках. Работы по созданию такой аппаратуры начаты в ряде исследовательских организаций страны (Институт физики Земли АН СССР, Институт технической теплофизики АН УССР и др.).

Методика геотермических исследований. Каждая из задач, решаемых сейчас с помощью геотермии, — выяснение естественного распределения температуры в недрах и теплового потока, расчленение геологического разреза, уточнение тектонического строения и выявление скрытых структур, поиски очагов разгрузки термальных вод, изучение технического состояния скважин и т. д. — предъявляет свои требования к проведению наблюдений, и единственным универсальным из них является стремление к повышению точности измерений. Поэтому на данном этапе изучения проблемы следует говорить не о методике геотермических исследований вообще, а о методике исследований естественного теплового поля, методике гидрогеотермических исследований и т. п. В разработку каждого из этих направлений советскими специалистами внесен существенный вклад (работы В. В. Аверьева, М. Ф. Белякова, А. З. Бедчера, В. Н. Дахнова, И. Д. Дергунова, Д. И. Дьяконова, С. С. Ковнера, С. А. Красковского, И. М. Кутасова, Е. А. Любимовой, Ш. Ф. Мехтиева, Ф. А. Макаренко, А. М. Овчинникова, А. Н. Огильви, А. Н. Тихонова, Н. М. Фролова, Г. М. Череменинского и многих других исследователей).

Картирование геотемпературного поля. В кругу геотермических исследований это направление имеет наиболее давние традиции, что предопределило их особую роль в общем развитии геотермии. В нашей стране еще в дореволюционное время работами А. Миддендорфа, Г. П. Гельмерсена, Н. А. Любимова и других исследователей были получены данные о подземных температурах в Якутии, на Урале, в Петербурге, Москве, Донбассе, Крыму, Забайкалье. Наибольшее развитие получили термометрические измерения в нефтяных районах Кавказа (Д. В. Голубятников, А. Д. Стопневич, И. Н. Стрижев и др.). В те же годы — 1910—1914 гг. — были составлены первые геотермические карты для локальных участков выхода некоторых термоминеральных источников (А. Н. Огильви). Виднейшие ученые нашей страны — И. В. Мушкетов, В. С. Воейков, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Д. С. Белянкин и другие — интересовались измерениями температур в недрах, а некоторые из них лично участвовали в таких исследованиях. Особенно большой вклад в развитие геотермии был внесен Л. А. Ячевским, который провел новые наблюдения во многих районах (Москва, Иваново, Красноярск, Абакан, Грозный, Прикарпатье, Донбасс), обобщил все полученные в 1914 г. данные в сводке «Материалы по геотермике России», к сожалению, оставшейся неопубликованной, и добился вместе с Ф. Н. Чернышевым на X сессии Международного геологического конгресса организации комиссии по геотермике.

После Великой Октябрьской социалистической революции перед геотермическими исследованиями открылись гораздо более широкие перспективы. Началось планомерное освоение природных ресурсов страны. Резко возрос объем поисково-разведочных работ. Открытие новых нефтегазоносных провинций, угольных бассейнов, месторождений полезных ископаемых, бурение разведочных и эксплуатационных скважин дали возможность получить огромное количество фактических данных о температурном режиме недр, систематизация которых была начата в 30-х гг. С. А. Красковским. Особенно возросло поступление этого материала в послевоенный период. Накопление и систематизация термометрических данных позволили перейти к составлению региональных геотермических карт и профилей. В первую очередь такие обобщения были сделаны для наиболее изученных территорий — сначала для отдельных разбуренных районов¹ Предкавказья (А. Ф. Бедчер, С. А. Джамалов, И. Г. Киссин, В. Н. Корценштейн, В. С. Котов, Ф. А. Макаренко, М. В. Мирошников, В. М. Николаев, Г. М. Сухарев, А. И. Хребтов и др.), Приуралья (М. Ф. Беляков, В. А. Лобов, П. П. Фатков), Донбасса (Я. Н. Кашпур, В. Я. Орда и др.), Закавказья (Ш. Ф. Мехтиев и др.), а затем и более крупных регионов — Русской платформы, Скифской плиты, Кавказа (А. Н. Дубинский, Ф. А. Макаренко, В. А. Покровский, Б. Г. Поляк).

К настоящему времени такие построения с различной степенью детальности проведены для многих районов Волго-Уральской области (В. Г. Герасимов, В. А. Покровский; А. В. Дружинин; Г. А. Максимович, И. Н. Шестов, А. В. Шурубор; В. И. Найденова, Б. Г. Поляк), Западной Сибири (В. А. Кошляк, Н. М. Кругликов, Б. Ф. Маврицкий, А. А. Розин и др.), Восточной Сибири и Дальнего Востока (О. Б. Барцев, Ю. Г. Богомоллов, Г. Б. Гавлина, Г. Д. Гинсбург, С. В. Лысак, М. А. Штейн и др.), Украины (А. Е. Бабинец, С. В. Альбов,

¹ Первые региональные геотермические карты были составлены в 1938—1940 гг. Ф. А. Макаренко для района Кавказских минеральных вод и Сочи-Мацестинского артезианского бассейна.

Г. А. Гандзюк, А. А. Потушанский, С. Г. Думанский, Д. И. Кульчицкий, Ю. С. Застежко, В. А. Терещенко, А. И. Лурье, Т. Н. Лебедев, Р. И. Кутас, В. В. Гордиенко и др.), Белоруссии (Г. В. Богомолов, Д. Г. Протасеня), Молдавии (Н. М. Фролов), Азербайджана (С. А. Алиев, Ш. Ф. Мехтиев, А. Х. Мирзаджанзаде, В. И. Мотяков, С. Т. Овнатанов, Г. П. Тамразян и др.), Грузии (Ш. Г. Чихрадзе), Казахстана (В. С. Жеваго), республик Средней Азии (Б. А. Бедер, В. Ф. Борзакоков, Т. Б. Гребенщикова, С. С. Джибути, В. В. Колодий, В. Н. Корценштейн, Р. Н. Танеев и др.).

Быстрое развитие в СССР региональных геотермических построений послужило основой для проведения крупных обобщений — составления сводных геотермических карт для всей территории страны. Эти работы, начатые по инициативе Лаборатории геотермии Геологического института АН СССР большими авторскими коллективами исследователей из различных ведомств и организаций, привели в последние годы к созданию публикуемых в этой книге «Карты распределения температуры по поверхности кристаллического и складчатого основания территории СССР» (м-б 1 : 5 000 000) и «Карты геотермического градиента в верхней части земной коры на территории СССР» (м-б 1:10 000 000). Одновременно в институте ВСЕГИНГЕО Н. М. Фроловым и Н. В. Седовым была составлена «Схематическая карта геозотерм на глубине 25 метров на территории СССР» (м-б 1:10 000 000).

Составление геотермических профилей и карт (распределения температуры на различных литолого-стратиграфических и уровнях срезах, глубин залегания определенных геозотерм, значений геотермического градиента) выявило пространственные закономерности в характере геотемпературного поля на территории СССР. Сопоставление таких материалов с данными о геологическом строении, гидрогеологических условиях и параметрами других геофизических полей изучаемых районов позволило установить основные факторы, влияющие на распределение глубинных температур, — структурный, литологический, гидродинамический — и оценить их роль в различных случаях. Кроме того, проведенные построения позволили судить о реальных температурных условиях, в которых находятся геологические тела и развиваются многообразные физико-химические процессы. Наконец, эти материалы послужили основой для планирования работ по использованию внутриземного тепла.

Изучение теплового потока. Значение этой проблемы в полной мере проявилось лишь в последние годы. Но, несмотря на относительную краткость периода научных исследований в этом направлении, к настоящему времени уже получено много ценных материалов о глубинном тепловом потоке, которые подробно разобраны в главе IV.

У нас в стране работы по измерению теплового потока были начаты группой геотермики Института физики Земли АН СССР (Е. А. Любимова, Л. Н. Люсова, Г. Н. Старикова, Ф. В. Фирсов, А. П. Шушпанов), и первая публикация — о результатах этих исследований в районе Старой Мацесты — появилась в 1960 г. В последующие годы той же группой исследователей были выполнены измерения в других районах СССР — на Кольском полуострове, в бассейне Днепра, в Предкавказье, на Карпатах, в Казахстане, Средней Азии, Прибайкалье. Одновременно измерения теплового потока стали развиваться и в других организациях — Грозненском нефтяном институте (Г. М. Сухарев, О. Н. Барцев, С. П. Власова, Ю. К. Тарануха), Институте геофизики АН УССР (Т. П. Лебедев, Р. И. Кутас, В. В. Гордиенко), Институте геологии и геофизики СО АН СССР (У. Н. Моисеенко, Л. С. Соколова), Геологическом институте АН СССР (А. С. Джамалова), Ставропольском филиале ПНИИИС Госстроя СССР (И. Г. Киссин), Институте геофизики АН ГрузССР (Ш. Г. Чихрадзе), б. Институте мерзлотоведения АН

СССР (И. М. Кутасов). В результате этих работ получены новые данные о величине теплового потока на Северном Кавказе, в Закавказье, Крыму, Западной и Восточной Сибири, на Сахалине и Камчатке.

Измерения теплового потока проводятся не только на суше, но и в пределах акваторий. Советские ученые выполнили такие исследования в оз. Байкал, на Черном море, в Северном Ледовитом океане, внесли свой вклад в изучение тепловых потоков в Индийском и Тихом океанах (Е. А. Любимова, А. К. Попова, Я. Б. Смирнов, Н. Н. Сысоев, Г. Б. Удинцев, В. А. Шелягин и др.). Совместными усилиями Института физики Земли АН СССР и Института вулканологии СО АН СССР начато изучение тепловых потоков через дно акваторий в районе Курило-Камчатской дуги.

Помимо накопления фактических данных, развиваются работы по их обобщению и увязке с геолого-геофизическими особенностями исследуемых областей. Анализируются взаимосвязи величины теплового потока с возрастом и стадией геосинклинального процесса, интенсивностью современных и неотектонических движений земной коры, глубинным строением различных регионов и т. п. (Р. И. Кутас, Е. А. Любимова, Ф. А. Макаренко, Б. Г. Поляк, Я. Б. Смирнов и др.).

Исследования, проведенные в этом направлении, позволили установить характерные величины теплового потока в различных тектонических структурах СССР, дали основания для суждений о его происхождении и деформации в пределах земной коры, о взаимоотношении кондуктивного и конвективного теплопереноса и решения ряда других важных научных и практических задач.

Прикладные исследования

Изучение физического распределения температур в недрах явилось следствием горнопромышленной деятельности человека. В ходе этих исследований выявилась возможность использования их результатов для решения многих технических и поисковых задач, что способствовало увеличению объема термометрических работ и общему развитию геотермии.

Промысловые исследования. Анализ причин, обуславливающих наблюдаемое в конкретных случаях распределение температур в недрах, выявил среди них естественные и искусственные факторы. К естественным факторам относятся геологическое строение и гидрогеологические условия разреза, к искусственным — техническое состояние исследуемых скважин. Установленная специфика теплопроводности пород различных литологических типов, выражающаяся в изменении градиента температуры по глубине, дала принципиальную возможность расчленения разреза по данным термометрических наблюдений. Неодинаковые фильтрационные свойства и обводненность различных пород позволяют, путем закачки в скважину жидкости с известной температурой и наблюдений за устанавливающимся распределением температуры по стволу, определять положение в разрезе водопоглощающих и водоносных комплексов. Вскрытие продуктивных газоносных горизонтов из-за резкого снижения давления приводит к охлаждению прилегающей части скважины (так называемый кулинг-эффект) и тоже может быть установлено измерениями температуры по стволу. Исследуются возможности использования термометрии и для обнаружения других полезных ископаемых, и в этом направлении также получены определенные результаты (в частности, по поискам такими методами «слепых» рудных тел).

Важное значение имеют термометрические методы и при решении промыслово-технических задач. Они помогают устанавливать интервалы притока в скважину подземных вод или циркуляции их в затрубном пространстве, определять место и качество тампонажа при опробовании

отдельных интервалов, позволяют ввести температурные поправки на сопротивление электрических цепей при проведении других видов. каротажа и т. п.

Термометрические исследования облегчают также эксплуатацию месторождений. Они используются для правильной организации вентиляционного режима глубоких шахт, решения вопросов горного и другого строительства в условиях многолетней мерзлоты, выяснения темпа и направления движения законтурных вод при эксплуатации нефтяных и газовых залежей (особенно при закачке вод в пласты для интенсификации добычи), характеристики теплового режима нефтепродуктивных пластов в процессе термического воздействия на них, обеспечивающего более полное извлечение полезного ископаемого, и т. п.

Для развития промысловых геотермических исследований в СССР особенно много сделали Д. И. Дьяконов, М. Ф. Беляков, В. Н. Дахнов, С. Г. Комаров, Ш. Ф. Мехтиев, А. Н. Щербань, ценные результаты были получены А. М. Бедчером, М. О. Лахтионовым, Н. Ф. Родионовым, Н. И. Софроновым, А. И. Хребтовым и многими другими исследователями.

Изучение геотермальных ресурсов. Это одно из самых молодых и бурно развивающихся направлений геотермических исследований. Его возникновение продиктовано стремлением предотвратить возможный в будущем энергетический кризис, предпосылками которого является растущее потребление энергии во всех сферах промышленного производства и ограниченность других видов энергетических ресурсов, и наиболее полно и разносторонне использовать глубинное тепло Земли. В некоторых зарубежных странах — Новой Зеландии, Исландии, Италии и других, испытывающих недостаток топливных и гидроэнергетических ресурсов, использование внутривоздушного тепла уже в наши дни приняло промышленные масштабы. В СССР этот вопрос пока не стоит так остро, хотя в отдельных районах использование глубинного тепла и сейчас экономически выгодно.

Вопрос об освоении геотермальных ресурсов нашей страны был поставлен более двадцати лет назад (А. А. Гавронский, В. И. Влодавец, С. А. Красковский, Ф. А. Макаренко, Б. И. Пийп и др.). Эта задача требовала в первую очередь выявления и общей оценки этих ресурсов, а также разработки технических методов и технико-экономических показателей возможности их использования.

На современном этапе технически наиболее приемлемо использование энергии, аккумулированной подземными водами и парами. Поэтому выявление геотермальных ресурсов потребовало анализа температурного режима подземных вод на всей территории страны и увязки этих данных с материалами о морфологии водонапорных систем, динамических и статических запасах подземных вод в них, положении пьезометрических уровней, фильтрационных свойствах водоносных горизонтов, химическом и газовом составе вод и т. п. Опыт, накопленный отечественной гидрогеологией, позволил в короткие сроки выявить артезианские бассейны и водонапорные системы термальных вод, пригодные для того или иного способа теплоэнергетического использования во многих районах СССР — в Крыму, на Кавказе, в Средней Азии, Западной и Восточной Сибири, на Дальнем Востоке, Камчатке и Курильских островах¹. Результаты этих исследований приведены в обобщающих сводках

¹ В этих работах участвовал очень широкий круг исследователей: В. В. Аверьев, С. А. Алиев, С. В. Альбов, А. А. Ананян, А. Г. Аскеров, А. Т. Асланиян, У. М. Ахмедсафин, А. А. Бабинец, И. В. Бакрадзе, Л. С. Балашов, Л. Н. Барабанов, Б. А. Бедер, Г. В. Богомолов, К. Ф. Богородицкий, В. Ф. Борзасеков, И. М. Борисенко, И. М. Буачидзе, О. П. Булыгина, Е. А. Вакин, К. И. Воробьева, Г. Б. Гавлина, Г. Д. Гинсбург, С. А. Гончаренко, Т. Б. Гребенщикова, С. А. Джамалов, С. С. Джибути, Н. И. Долуханова, В. С. Жеваго, А. А. Зеленкевич, Д. М. Ибрагим-Заде, В. В. Иванов, М. А. Каш-

под редакцией Ф. А. Макаренко («Оценка ресурсов...», изд. 1, 1957; изд. 2, 1959; «Термальные воды СССР...», 1963), работах Б. Ф. Маврицкого и Г. К. Антоненко (1967), К. Ф. Богородицкого (1968). Они легли в основу гидрогеотермических карт СССР, составленных в институте ВСЕГИНГЕО Министерства геологии СССР (м-б 1:2 500 000) и ПНИИИСе Госстроя СССР (м-б 1:10 000 000), докладывались на Первом и Втором геотермических совещаниях и резюмированы в одном из разделов данной книги.

Важным аспектом проблемы освоения геотермальных ресурсов является разработка технических условий и схем, конструирование установок и определение экономичности использования термальных вод в различных целях — для выработки электроэнергии, теплофикации, горячего водоснабжения, применения в теплично-парниковом хозяйстве и т. п. В решении этих задач приняли участие многие научные и научно-производственные организации страны: Институт теплофизики и Институт вулканологии СО АН СССР, Институт теплоэнергетики АН СССР, Институт энергетики и автоматики АН Узб. ССР, Энергетический институт им. Г. М. Кржижановского, Всесоюзный научно-исследовательский институт «Теплоэлектропроект», Академия коммунального хозяйства им. К. Д. Памфилова, ленинградские Горный институт и Технологический институт холодильной промышленности, Научно-исследовательские институты строительной физики и санитарной техники Госстроя СССР, Научно-исследовательский институт овощного хозяйства Министерства сельского хозяйства СССР и ряд других (работы В. В. Адоратского, А. А. Антонюка, Б. М. Выморкова, А. А. Гавронского, Ю. Н. Дядькина, Б. К. Козлова, Г. Н. Колпакова, О. А. Кремнева, С. С. Кутателадзе, В. Н. Москвичевой, Н. И. Путника, Л. М. Розенфельда, А. Н. Щербаня и др.).

В результате совместных усилий ученых и инженеров разных специальностей достигнуты первые успехи в практическом использовании тепла Земли в СССР. Созданы и реализуются, а частично уже реализованы предпосылки для организации на термальных водах крупных теплично-парниковых хозяйств на Кавказе (г. Грозный и др.), на Камчатке и в других районах страны, теплофикации, горячего водоснабжения или хладоснабжения гражданских и промышленных зданий (Махачкала, Тбилиси, Ташкент, Омск, многие курортные объекты). В 1966 г. на Камчатке введена в строй первая в стране опытно-промышленная Паужетская геотермальная электростанция, турбины которой вращает природный пар, а в 1967 г. там же успешно испытана Паратунская ГЕОТЭС, на которой в качестве рабочего тела используется нагреваемый термальными водами низкокипящий промежуточный теплоноситель. Нет сомнения, что в будущем использование внутриземного тепла займет одно из ведущих мест в советской энергетике, и задача исследователей — заранее обеспечить его сырьевую базу.

кай, И. Г. Киссин, В. Ф. Ковалев, В. И. Кононов, В. Н. Корценштейн, В. С. Котов, Ю. А. Краевой, М. Г. Курбанов, В. А. Литвиненко, С. В. Лысак, В. И. Лялько, Б. Ф. Маврицкий, Ф. А. Макаренко, Ф. С. Мелива, М. В. Мирошников, М. М. Митник, В. И. Найденова, В. М. Николаев, А. Н. Огильви, А. М. Овчинников, Л. А. Островский, Ю. Н. Пастушенко, Б. И. Пийп, В. А. Покровский, Б. Г. Поляк, Л. М. Разумовская, А. А. Розин, Ж. Н. Садыков, А. Е. Святловский, С. И. Сергиенко, С. С. Сидоров, А. Я. Стремяков, В. М. Сугробов, Г. М. Сухарев, В. Г. Ткачук, В. М. Фомин, М. М. Фомичев, Н. М. Фролов, И. Е. Хеладзе, А. И. Хребтов, С. С. Чихрадзе, Ш. Р. Чубинидзе, Н. М. Чуршина, С. Н. Шабердыев, М. А. Штейн, П. Ф. Швецов, Е. Ф. Болгарина, В. А. Куришко, С. М. Шапиро.

Глава II

ПРОИСХОЖДЕНИЕ, ТРАНСФОРМАЦИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ГЛУБИННОГО ТЕПЛА

ПЛАНЕТАРНЫЕ ИСТОЧНИКИ ТЕПЛА

Возникшие еще в древности представления о подземном жаре оказали большое влияние на развитие геологических и космогонических представлений. Первой научной попыткой создания теории происхождения Земли была известная гипотеза Канта—Лапласа, согласно которой история планеты представлялась как ее остывание из первоначально расплавленного состояния. Как показали позднейшие расчеты, теплосодержание расплавленной Земли должно было составлять около $3 \cdot 10^{38}$ эрг. Впоследствии, однако, эта гипотеза вошла в противоречие с другими астрономическими и геологическими фактами и в том числе с данными о возрасте Земли, который оказался значительно больше промежутка времени, необходимого для остывания земного шара.

Радиогенное тепло. Обнаружение в конце XIX в. явления радиоактивности открыло иные пути для объяснения тепловой истории Земли. Было установлено, что при поглощении окружающей средой α - и β -частиц и γ -лучей, испускаемых при распаде радиоактивных элементов, выделяется тепло. Например, распад 1 атома U^{238} , приводящий к возникновению 1 атома Pb^{206} и 8 атомов He^4 , сопровождается выделением 47,4 Мэв, или $1,85 \cdot 10^{-12}$ кал. В 1 г U^{238} содержится $6,025 \cdot 10^{23} / 238$ атомов; за год распадается $0,154 \cdot 10^{-9}$ часть этого количества. Умножив число распадов на количество теплоты, выделенной при одном акте распада, получим 0,71 кал в год на 1 г U^{238} , или $2,27 \cdot 10^{-8}$ кал/г·сек. Зная концентрацию радиоактивных элементов в том или ином слое земного шара, выделение тепла каждым из элементов при единичном распаде и число таких актов за определенный промежуток времени, можно рассчитать тепловой эффект процесса (при условном допущении о его стационарности) в единице объема данного слоя (A в кал/см³·сек). Общая мощность процесса, приходящаяся на единицу поверхности слоя, определяется как $q = AN$, где N —толщина слоя.

Идея о радиогенном происхождении внутриземного тепла сразу нашла признание в среде геологов и геофизиков. Одним из первых в ее поддержку выступил В. И. Вернадский. Позже она получила в нашей стране развитие в трудах В. Г. Хлопина, И. Е. Старика, А. Н. Тихонова, В. И. Баранова, Г. В. Войткевича, И. Д. Дергунова, Б. Ю. Левина, Е. А. Любимовой, С. В. Маевой. За рубежом эту проблему исследова-

ли сначала Р. Стрэтт (Strutt), Дж. Джоли (Joly), а затем А. Холмс (Holmes), Адамс (Adams), Г. Джеффрис (Jeffreys), Б. Гутенберг (Gutenberg), Ф. Берч (Birch), Г. Юри (Urey), Г. Макдональд (MacDonald) и многие другие.

Так как количество радиоактивных элементов вследствие их распада постоянно убывает, то оценки суммарной генерации радиогенного тепла сильно зависят от принятых допущений о возрасте Земли. Очевидно, что на современном этапе ее термической истории существенную роль могут играть лишь те радиоактивные элементы, период полураспада которых соизмерим с ее возрастом (имеет порядок 10^9 лет). Это долгоживущие изотопы радиоактивных семейств урана, тория и актиния, а также радиоактивные изотопы K, Ca, Rb, Sr, In, Sn, Te, La, Nd, Sa, Lu, W, Re, Bi. Другие, короткоживущие изотопы, Al^{26} , Be^{10} , Cl^{36} , Fe^{60} , Np^{237} , имеющие период полураспада $n \cdot 10^6 - n \cdot 10^7$ лет и менее, сейчас уже «вымерли», т. е. распались до неизмеримо малых количеств. По мнению ряда исследователей, их роль могла быть заметной лишь на стадии первоначального разогрева внутреннего ядра Земли. Из долгоживущих изотопов наибольшим тепловым эффектом распада отличаются, как известно, изотопы урана и тория; кроме них, при расчетах генерации радиогенного тепла учитывается также роль K^{40} , который характеризуется меньшим тепловым эффектом распада, но зато распространен в природе в относительно больших количествах. Удельный тепловой эффект распада (в $кал/г \cdot сек$) $U^{238} - (2,22 - 2,34) \cdot 10^{-8}$, $Th^{232} - (0,63 - 0,64) \cdot 10^{-8}$ и $K^{40} - (1,58 - 8,5) \cdot 10^{-13}$.

Помимо допущений о возрасте планеты, для оценки общего количества радиогенного тепла необходимо учесть характер распределения радиоактивных элементов в ее теле. Однако в настоящее время можно с большей или меньшей уверенностью судить об их содержании только в самых поверхностных слоях Земли. Установлено, что радиоактивные элементы присутствуют в литосфере в составе минералов и в адсорбированном состоянии. Известно более 200 радиоактивных минералов — соединений урана, радия, тория, калия. Породы различного состава характеризуются неодинаковым средним содержанием радиоактивных элементов (табл. 1).

При расчетах генерации тепла данные, подобные приведенным в этой таблице, распространяются на «гранитный» и «базальтовый» слои литосферы, выделяемые сейсмологами. Это еще одно допущение, так как геохимическое тождество поверхностных гранитов и базальтов с материалом соответствующих слоев пока не доказано. Несмотря на малые концентрации, общее количество радиоактивных элементов в земной коре по оценкам Р. Стрэтта, В. Г. Хлопина, Г. В. Войткевича и других исследователей, оказалось вполне достаточным, чтобы обеспечить наблюдаемый в современную эпоху поток тепла из глубин. Из этого был сделан вывод о том, что подкоровые слои Земли практически не содержат радиоактивных элементов. Указанные расчеты были проведены применительно к земной коре континентального типа, и естественно было ожидать, что в океанической коре, лишенной «гранитного» слоя, генерация тепла окажется меньше. Однако уже первые измерения реально существующего потока глубинного тепла через дно океанов (Буллард и др.) дали в среднем ту же величину, что и в континентальных областях. Это было подтверждено и более поздними исследованиями (Смирнов, 1966б). Такое совпадение привело к заключению, что под океанами радиоактивные элементы содержатся не только в коре, но и в верхней мантии. Однако сопоставление последних геотермических и сейсмологических данных по континентальным областям дает основание полагать, что распространение современных представлений о радиоактивности поверхностных пород на материал «гранитного» и «базальтового»

Таблица 1

Среднее содержание радиоактивных элементов в горных породах (в 10^{-6} г/г)

Породы	По А. П. Виноградову (1956)			По В. Н. Кобрановой (1962)			По Г. Тилтону и Г. Риду (Tilton, Reed, 1963)		По Н. С. Боганику (1966)		
	U	Th	K	U	Th	K	U	K	U	Th	K
<i>Изверженные</i>											
Кислые	3,5	18,0	33000	4,0	13,0	26000	—	—	—	—	—
граниты	—	—	—	—	—	—	4,0	35000	—	—	—
Средние	1,8	7,0	23000	1,4	4,4	20000	2,0	18000	—	—	—
Основные	0,8	3,0	8000	1,2	4,0	14000	—	—	—	—	—
базальты	—	—	—	—	—	—	0,8	1500	—	—	—
эклогиты	—	—	—	—	—	—	0,43	530	—	—	—
Ультраосновные	0,03	6,0	5000	0,1	2,0	4000	—	—	—	—	—
перидотиты	—	—	—	—	—	—	0,006	10	—	—	—
дуниты	—	—	—	—	—	—	0,001	10	—	—	—
<i>Осадочные</i>											
песчаники	—	—	—	До 4,0	—	—	—	—	3,0	10	12000
глины и глинистые сланцы . .	—	—	—	4,3	13,0	—	—	—	4,0	11	32000
известняки	—	—	—	1,5	0,5	—	—	—	1,4	1,8	3000

слоев, по-видимому, ведет к некоторому преувеличению реальных масштабов генерации тепла в континентальной коре, и часть наблюдаемого на континентах потока глубинного тепла также имеет «мантийное» происхождение. Вообще же точных данных о характере распределения радиоактивных элементов по радиусу Земли пока нет. В большинстве гипотез принимается, что они сконцентрированы на периферии земного шара, в слое мощностью несколько сотен километров.

Таблица 2

Генерация радиогенного тепла в осадочной толще Дагестана

Район исследования	Интервал исследования, м	Тепловой эффект радиоактивного распада в исследованном интервале *, $\mu\text{кал/см}^2 \cdot \text{сек}$	Район исследования	Интервал исследования, м	Тепловой эффект радиоактивного распада в исследованном интервале *, $\mu\text{кал/см}^2 \cdot \text{сек}$
Гаша	2100—3200	0,038	Солончаковая	2600—2950	0,0153
Махачкала . .	1500—1800	0,024		3422—3735	0,0286
Караман . . .	100—3000	0,339	Степная	2600—2950	0,0400
Бабаюрт . . .	400—500	0,0019		3328—3440	0,0300
Сулак	700—1200	0,0144	Восточно-Сухокумск	2725—2905	0,0169
Русский Хутор	2435—3395	0,0597	Бажиган	3513—3852	0,0110
Южно-Сухокумск	1900—2300	0,0166			
	2500—3730	0,0798			

* С учетом мощностей и различий в содержании радиоактивных элементов каждой из литологических разностей пород, слагающих данный интервал.

Вместе с тем следует заметить, что расчеты генерации тепла в земной коре обычно игнорируют наличие осадочного слоя. Но в последнее время и он стал объектом изучения. Уже один тот факт, что глины по радиоактивности не уступают гранитам (см. табл. 1), свидетельствует о необходимости учета генерации радиогенного тепла в осадочных толщах при составлении общего баланса глубинного тепла. Исследования, проведенные в равнинном Дагестане (Джамалова, 1967а), показали, что радиоактивный распад в осадочном чехле этого региона сопровождается весьма значительным тепловым эффектом (табл. 2). Общее количество тепла, генерируемого этим процессом в верхней четырехкилометровой толще пород, в среднем достигает здесь 10% и более от величины потока глубинного тепла, регистрируемой у поверхности Земли. Не исключая нетипичность столь значительного эффекта для Земли в целом, надо признать, что эти данные подчеркивают недостаточную изученность геотермического эффекта радиоактивного распада. О том же свидетельствует и сопоставление его общих оценок, сделанных различными авторами (табл. 3). И хотя многие исследователи считают именно этот процесс ответственным за происхождение глубинного тепла, изучается возможное значение других глобальных явлений. Среди них наибольшее внимание привлекают преобразования гравитационной энергии в процессе формирования планеты (гравигенное тепло) и изменения георотационного режима (ротационногенное тепло).

Гравигенное тепло. Согласно современным космогоническим представлениям, сгущение вещества протопланетного облака при образовании Земли сопровождалось высвобождением огромного количества гра-

вигационной энергии — $3 \cdot 10^{39}$ эрг (В. Г. Фесенков). Потенциальная гравитационная энергия современной расслоенной Земли, как отмечает Е. А. Любимова (1966а), ссылаясь на расчеты А. Бека (Beck), составляет $2,5 \cdot 10^{39}$ эрг, или 9000 кал на 1 г земного вещества. Однако в процессе формирования планеты на ее нагрев шла лишь часть этой энергии; другая часть трансформировалась в упругую энергию сжатой планеты (по оценке Е. А. Любимовой, $2 \cdot 10^{38}$ эрг), а остальное расходовалось на излучение в окружающее пространство. Эта проблема неоднократно исследовалась (в частности, В. С. Сафроновым), и «наиболее вероятным процессом перехода гравитационной энергии в тепло сейчас

Таблица 3

Суммарная энергия, выделенная долгоживущими радиоактивными изотопами за период существования Земли *
(по Е. А. Любимовой, 1966а)

Автор и год расчета	Возраст Земли, 10^9 лет	Предполагаемая область концентрации радиоактивности	Энергия, 10^{28} эрг
А. П. Виноградов, 1960	4,5	Кора и мантия	
Ф. Берч, 1961	4,5	400 км верхней мантии	1,1—1,5
Г. Юри, 1962	4,5	Мантия Земли	0,6
Е. А. Любимова, 1953	4,0	Земля в целом	1,2
	4,5	» » »	1,6
	5,0	» » »	2,0
Г. Макдональд, 1959—1964	4,5	Верхняя мантия	2,8
Б. Ю. Левиц, С. В. Маева, 1960	4,5	Земля в целом	1,4
	6,0	» » »	1,2—1,5
Г. В. Войткевич, 1961	5,0	» » »	3,0
	6,0	» » »	91'
			3,7

* Учитывая уменьшение количества радиоактивных элементов за этот период, современная мощность процесса оценивается величиной около $3 \cdot 10^{28}$ эрг/год.

представляется процесс гравитационной перестройки первоначально однородного шара в современную слоистую планету с плотным железным ядром» (Любимова, 1966а, стр. 15). Выделение энергии при этом должно было составить не менее $(1,5—2,0) \cdot 10^{38}$ эрг, или в среднем около $5 \cdot 10^{28}$ эрг/год (10^{-14} кал/сек на 1 г вещества Земли), что вполне сопоставимо с энергией радиоактивного распада.

Ротационногенное тепло. Скорость вращения земного шара вокруг своей оси не является постоянной величиной, а подвержена изменениям двоякого рода. С одной стороны, по тем же космогоническим концепциям, продолжительность одного оборота за время существования Земли увеличилась в несколько раз. Это сопровождалось изменением энергии вращения земного шара, которая перераспределялась в виде механической энергии внутри системы Земля — Луна и расходовалась на деформацию геоида посредством приливного трения. В последнем случае из-за того, что Земля не является идеально упругим телом, часть энергии трансформировалась в тепловую. Количество последней за все время существования Земли составило около $0,36 \cdot 10^{38}$ эрг. Е. А. Любимова (1966а), приводя указанную цифру, отмечает, что эта энергия составляет только 20—30% относительно величины радиогенного тепла и не может быть главным фактором, определяющим термическое состояние Земли. Но, поскольку ее выделение, по-видимому, концентрируется в определенных локальных зонах, она может обеспечить местное прогревание и расплавление земных масс.

Величину этой энергии оценивал также П. Н. Кропоткин (1948). Проанализировав данные различных исследователей, он указал для нее диапазон значений $(0,35—1,1) \cdot 10^{27}$ эрг/год.

С другой стороны, астрогеодезическими наблюдениями установлены периодические и нерегулярные колебания скорости вращения Земли. Распределение их во времени согласуется с режимом ряда других геофизических явлений, в частности с вариациями геомагнитного поля, климата, сейсмической активности, что дает основание для заключений об их взаимообусловленности. Относительно причин самих периодических и нерегулярных колебаний скорости вращения единого мнения пока нет. Одни исследователи (например, М. С. Эйгенсон, Б. Л. Личков и др.) считают причиной нерегулярных колебаний «нормальное» циркуляционное трение атмосферы о поверхность твердой Земли, а периодических — возмущения этой «нормальной» циркуляции, вызванные периодическими же изменениями солнечной активности. Другие (Р. Дике, П. Н. Кропоткин) предлагают объяснить эти колебания особенностями движения Земли в космическом гравитационном поле, связывая периодические колебания с годовым движением Земли по своей орбите, а нерегулярные — с движением всей солнечной системы и некоторыми другими гипотетическими факторами. Возможное изменение кинетической энергии земного шара в результате вариаций скорости его вращения П. Н. Кропоткин и Ю. А. Трапезников (1963) оценили цифрой $5 \cdot 10^{28}$ эрг/год. При возрасте Земли $4,5 \cdot 10^9$ лет это дало бы за все время ее существования около $2 \cdot 10^{38}$ эрг. Одновременно эти исследователи показали, что при этом и потенциальная энергия Земли меняется на величину порядка 10^{31} эрг/год. Вопрос же о доле трансформации этой энергии в тепловую пока остался открытым.

Генерация тепла в Земле в результате действия глубинных источников (по Е. А. Любимовой и П. Н. Кропоткину) следующая:

Вид энергии	10^{28} эрг
Радиогенная энергия	1,6—2,8
Гравигенная энергия	
энергия образования Земли	30
потенциальная гравитационная энергия	25
упругая энергия сжатой планеты	2
энергия гравитационной дифференциации	1,5—2,0
Ротационногенная энергия	
замедление скорости вращения Земли	0,36
колебания скорости вращения Земли	2

Сравнение изложенных выше представлений о возможных масштабах генерации тепловой энергии в результате радиоактивного распада, действия гравитационных сил и изменений георотационного режима показывает, что эффект этих процессов примерно одинаков и поэтому на данном этапе изучения проблемы любой из них вряд ли может считаться единственно ответственным за тепловую историю и состояние Земли, тем более что, по современным оценкам, каждый из них мог бы обеспечить наблюдаемые потери глубинного тепла. Вместе с тем, пока нельзя отвергать и другие возможности его возникновения, хотя они гораздо менее изучены.

Дж. Айзекс и Х. Бреднер (Isaacs, Bradner, 1964), например, выдвинули гипотезу о космическом потоке нейтрино, частично захватываемом веществом Земли. Хотя по их расчетам тепловой эффект этого процесса может оказаться достаточным для покрытия наблюдаемых теплотерь, значение его неясно.

Другое направление исследований — изучение геотермической роли глубинных (идущих в ядре и мантии) физико-химических процессов.

Так, В. В. Кесарев (1967), полагая, что первичное планетное вещество состояло главным образом из гидридов тяжелых металлов, окислов кремния, алюминия, магния и перекисей щелочных металлов и что весь водород Земли образовался в результате реакций типа гидролиза между этими соединениями, приходит к выводу, что, поскольку эти реакции экзотермичны, выделение энергии при этом за все время существования Земли могло составить примерно $1,6 \cdot 10^{38}$ эрг. Данная гипотеза представляется недостаточно обоснованной ввиду необходимости допущения гомогенного распределения в первичной Земле исходных реагентов, существования в начальный этап процесса определенных термодинамических условий и ряда других ограничений. Это, безусловно, не исключает дальнейших работ в этом направлении, хотя отсутствие прямых данных о составе и состоянии вещества земных глубин чрезвычайно затрудняет решение вопроса.

РОЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЭНЕРГЕТИКЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Проблема происхождения глубинного тепла, кратко освещенная в предыдущем разделе, имеет фундаментальное значение для геологии, так как в конечном счете ее решение — это решение вопроса о движущих силах геологической эволюции. Но обычно при анализе тех или иных геологических процессов основное внимание уделяется возникающим структурным формам и вещественным продуктам, тогда как энергетический аспект проблемы остается в тени. Отмечая этот недостаток, В. И. Вернадский еще в 1933 г. писал: «Энергетика земной коры — есть та проблема, которая стоит сейчас перед геологом... Энергетика земной коры должна дать на фоне количественного учета разнообразных масс, которые составляют земную кору, и их физической и химической количественной характеристики картину численно выраженного распределения свойственной им энергии. Она должна научно выразить в энергетическом облике — в общем и в частности — движение этих масс, их равновесия — энергетический механизм земной коры...» (1960, т. IV, кн. 2, стр. 157). В такой постановке эта задача сегодня еще не решена. Вместе с тем, рядом геологов и геофизиков — М. В. Гзовским, Ж. Гогелем (Goguel), П. Н. Кропоткиным, Е. Н. Люстихом, У. Файфом (Fyfe), Дж. Ферхугеном (Verhoogen) и другими исследователями — уже даны некоторые количественные оценки энергетических эффектов различных геологических процессов — тектонических, метаморфических, магматических. Последняя группа явлений, с энергетической точки зрения, в основном представляет собой особую форму передачи глубинного тепла из недр к поверхности Земли и рассматривается в другом разделе. Что же касается тектонических и метаморфических процессов, то их осуществление приводит лишь к превращению внутриземной энергии из одной формы в другую и перераспределению ее между различными зонами земного шара. Эти явления не меняют общепланетарного соотношения между приходом и расходом глубинной энергии, занимая, таким образом, промежуточное положение между ее первичными источниками и способами расхода, но в геоэнергетическом балансе отдельных регионов могут выступать в роли важнейших его составляющих.

На данном этапе оценка глобального энергетического эффекта тектонических и метаморфических процессов весьма трудна, так как для этого необходимо точно знать пространственные размеры сфер проявления тех или иных разновидностей этих явлений, их механизм, продолжительность и темпы процессов, состояние, свойства и состав горных масс в разно-

образных природных условиях. Получение таких данных в нужном объеме и с необходимой точностью есть задача будущего. Современная геология располагает лишь довольно отрывочными сведениями об энергетике тех или иных процессов, сводящимися в основном к оценке удельных эффектов некоторых наиболее изученных явлений, да и то большей частью ориентировочной.

Тектонические процессы

Общей причиной тектонических процессов является изменение объема земных масс и их перераспределение внутри Земли, что приводит к появлению сжимающих и растягивающих усилий, особенно сильно проявляющихся в верхних ее слоях. Эти глубинные явления скорее всего имеют тепловую природу и вызываются термической неоднородностью во внутренних частях планеты, следствием чего являются термоупругие напряжения и фазово-полиморфические переходы вещества (Магницкий, 1965, и др.). С другой стороны, определенную роль в создании напряжений в недрах Земли, очевидно, играют и механические воздействия, оказываемые на нашу планету другими космическими телами.

С физико-механической точки зрения, тектонические процессы (оро- и эпайрогенез, складчатость, формирование разрывов сплошности тектоносферы со смещениями по ним, сопровождающееся распространением сейсмических волн) представляют собой сочетание механических перемещений масс и их пластических, разрывных и упругих деформаций. Сумма энергетических эффектов каждого из этих явлений, отражающихся в различных конкретных тектонических преобразованиях, характеризует общую роль последних в балансе внутриземной энергии.

Перемещения горных масс, если не учитывать изменения их внутренней структуры, с энергетической точки зрения представляют собой механическую работу по преодолению силы тяжести и противодействующей смещению силы внешнего трения. В случае *вертикальных движений* работа в поле силы тяжести сводится к увеличению (при поднятии) или уменьшению (при опускании) потенциальной энергии перемещающихся масс и может быть оценена количественно по объему, плотности и амплитуде смещения охваченных этими явлениями частей тектоносферы. Сосуществование разнонаправленных вертикальных движений предопределяет возможность их полного (в случае, если такие движения имеют изостатическую природу) или частичного энергетического компенсации.

Порядок величин возможного энергетического эффекта вертикальных движений выявляется следующим грубым расчетом. Если бы континентальная кора в пределах всей площади кайнозойских геосинклиналей (около $2 \cdot 10^{17} \text{ см}^2$) была бы в течение послемеловой истории (70 млн. лет) приподнята на 5 км относительно первоначального положения, то при средней ее мощности в 40 км и плотности в 3 г/см^3 для этого потребовался бы средний расход энергии около $1,7 \cdot 10^{25} \text{ эрг/год}$, или $1,3 \cdot 10^{10} \text{ кал/сек}$. Эта величина почти на три порядка ниже, чем масштабы генерации внутриземного тепла, несмотря на то, что условное допущение об охвате положительными движениями всей территории кайнозойских геосинклиналей, так же как и использование несколько завышенного значения плотности, должно было способствовать преувеличению эффекта.

При *горизонтальных движениях* (движениях по концентрическим поверхностям геоида) изменения потенциальной энергии не происходит, а вся работа идет на преодоление силы трения. Она равна произведению веса перемещаемого блока пород на коэффициент трения соприкасающихся поверхностей и длину пути смещения. Например, движение

тектонического покрова площадью $100 \times 100 \text{ км}^2$ и мощностью 2 км со скоростью 1 см/год при условном коэффициенте трения 0,6 (камень по камню) потребует расхода примерно $4 \cdot 10^{22} \text{ эрг/год}$, или $3,0 \cdot 10^7 \text{ кал/сек}$. Балансовая оценка этого явления в масштабе всей Земли сопряжена с решением давно обсуждаемой проблемы дрейфа континентов (поскольку энергетический эффект движений такого ранга может на несколько порядков превзойти затраты энергии на формирование внутримантийных покровов и надвигов), но большая неопределенность современных геологических и физических данных пока не позволяет провести достаточно точные расчеты.

Следует обратить внимание на то, что если изменение потенциальной энергии при вертикальных движениях в принципе является обратимым эффектом (при опускании ранее поднятого блока аккумулированная в нем потенциальная энергия снова высвобождается), то работа против силы трения ведет к необратимому расходу внутренней энергии Земли. Она имеет место и при вертикальных движениях, происходящих в условиях бокового сжатия. И поскольку вообще все тектонические движения в той или иной степени сложны, т. е. складываются из вертикальных и горизонтальных перемещений (сбросо-сдвиги, сдвига-надвиги и т. п.), расход внутримантийной энергии является неперенным условием их осуществления.

В результате тектонического трения часть энергии снова трансформируется в тепло, вызывая нагревание соприкасающихся поверхностей. В геотектонических гипотезах этому эффекту часто приписывается очень большое значение, вплоть до отвода ему главной роли в генерации глубинного тепла. С этим нельзя согласиться, так как сами тектонические движения для своего осуществления нуждаются в источнике энергии и, как показывают приведенные грубые оценки, их мощность много ниже возможных масштабов генерации тепла в Земле вследствие рассмотренных выше процессов. «Тепло, которое выделяется во время тектонических движений — сдвигов, складок, шарьяжей и т. п., — ...не может вызвать эти движения, но является неизбежным их следствием», — указывал В. И. Вернадский, одновременно полагая, что это тепло «может вызвать нагревание и даже плавление твердых земных масс» (1954—60, т. I, стр. 684). Но расчеты Н. А. Огильви (1959) показали, что выделения тепла в результате тектонического трения блоков явно недостаточно для того, чтобы вызвать проплавление значительных объемов горных пород. Очевидно, этот эффект носит сугубо местный характер, имея значение лишь для узких приконтактных зон, и проявляется весьма непродолжительно, быстро исчезая при прекращении движения. Тем не менее, он заслуживает дальнейшего изучения как с энергетической точки зрения, так и в связи с общими проблемами метаморфизма и магмообразования.

Деформации горных пород. Действие внешних сил — сжатия, растяжения, изгиба — обуславливает существование в нагруженном таким образом материале нормальных и касательных напряжений, стремящихся его деформировать. Работа по преодолению внутренних сил сцепления (межкристаллических, межмолекулярных, межatomных), препятствующих деформации, представляет собой работу деформации или ее энергетический эффект. Характер деформации определяется соотношением количества подведенной к телу энергии и способности его материала сопротивляться возникающим напряжениям. Деформация может быть упругой, т. е. исчезающей после снятия нагрузки, пластической, т. е. сопровождающейся необратимым изменением внутренней структуры материала, и, наконец, разрывной, когда нарушается его сплошность.

При упругой деформации работа, производимая над телом, накапливается в нем в виде упругой энергии. При снятии нагрузки и возвра-

щении тела к прежнему состоянию эта энергия вновь выделяется в окружающую среду в виде упругих волн. Поэтому работу упругих деформаций, незримо происходящих под поверхностью Земли, можно определить величиной энергии упругих (сейсмических) волн, возбуждаемых ее обратной отдачей в окружающее пространство, если считать, что интенсивности расхода и накопления упругой энергии одинаковы.

Годовое выделение упругой энергии в Земле рассчитывается по данным об энергии отдельных землетрясений за этот период. Сильнейшие из них характеризуются энергетическим эффектом около 10^{25} эрг, причем именно в них заключена главная часть выделяющейся сейсмической энергии. Общее ее количество оценивалось по-разному. Последний пересмотр сейсмологических данных (Рихтер, 1963) свидетельствует, что оно составляет около $9 \cdot 10^{24}$ эрг/год.

Упругая энергия накапливается в определенных зонах (оказывающихся вследствие этого сейсмически активными), что, по-видимому, отражает избыточное поступление в такие участки тектоносферы глубинного тепла (менее вероятна его местная дополнительная генерация) или концентрацию здесь механических напряжений, обусловленных притяжением других небесных тел. Но, высвобождаясь, она разносится сейсмическими волнами далеко за пределы зоны накопления. Ввиду того, что Земля не является идеально упругим телом, эти волны постепенно затухают и их энергия переходит в другие формы. Принято считать, что она переходит в тепловую энергию; в таком виде она, очевидно, может быть уловлена при измерениях величины потока тепла из глубин. Таким образом, происходит перераспределение внутриземной энергии, — поступая в тектоносферу лишь на отдельных участках, она затем «размазывается» по всему ее объему. Поскольку это обстоятельство принципиально должно отражаться в изменении (увеличении) потока тепла из глубин, количество выделяющейся сейсмической энергии не может входить самостоятельным членом в расходную часть планетарного энергетического баланса, как это было бы, если бы в теле Земли происходило только накопление упругой энергии с соответствующей интенсивностью. В этом свете процесс накопления-выделения упругой энергии следует рассматривать только как одну из форм передачи внутриземной энергии из глубоких недр к поверхности, уподобляя его в этом отношении другим механизмам ее переноса и одновременно учитывая, что обусловленное им перераспределение энергии практически полностью происходит в более глубоких зонах, чем та, где непосредственно измеряются потери тепла Землей.

Вместе с тем, следует подчеркнуть, что затухание упругих волн происходит довольно быстро по мере удаления от источника их генерации (очага землетрясения). Поэтому главная часть их энергии «оседает» в области, примыкающей к очагу. Эту неравномерность перераспределения в пространстве сейсмической энергии следует иметь в виду как при общем геоэнергетическом анализе, так и особенно при выяснении энергетического режима самих сейсмоактивных областей.

Разрывные деформации. Накопление упругой энергии в деформируемом ideally упругом материале лимитируется пределом его прочности. Если нарастающие упругие напряжения преобладают этот предел, то происходит разрыв сплошности материала, вследствие чего накопленная энергия высвобождается. Такова предложенная Г. Ридом (Reed) и распространенная среди сейсмологов концепция упругой отдачи («elastic rebound») как причины землетрясения (см., например, Рихтер, 1963). Из нее следует, что в виде упругих колебаний выделяется лишь часть энергии, сообщенной данному геологическому телу до разрыва; другая часть, соответствующая превышению общей работы тектонических сил над возможной величиной запаса упругой энергии, необратимо расходуется на

формирование самого разрыва. Однако сейчас нельзя надежно оценить ее количественно.

Вместе с тем, несоответствие вещества тектоносферы идеально упругому телу предопределяет возможность развития в нем при действии внешних сил *пластических деформаций*. Эти деформации выражаются в образовании крупных и мелких складок и, как и разрывные, необратимы.

В процессе пластических деформаций энергия, обеспечивающая их осуществление, трансформируется в выделяющуюся теплоту трения. М. В. Гзовский (1967) указывает, что количество этой энергии U зависит от величины максимальных касательных напряжений в коре $\tau_{\max}$, ее вязкости η , объема деформируемого материала, а также от продолжительности процесса (времени деформации) t , и предлагает для вычисления его формулу

$$U \geq K \frac{\tau_{\max}^2}{\eta} Smt,$$

где S и m — соответственно площадь поверхности и мощность исследуемого участка коры, а K — коэффициент, учитывающий неравномерность тектонических деформаций в пространстве и времени. Вязкость η предварительно находится им из соотношения

$$\eta \cong \frac{\tau_{\max}}{\Phi/\text{grad } V/m \cdot M},$$

где M — коэффициент, так же как и K , учитывающий неравномерность движений; Φ — эмпирический коэффициент пропорциональности (порядка нескольких единиц), определяемый при испытании моделей, а $/\text{grad } V/m$ — градиент скорости вертикальных движений земной коры, вычисляемый как

$$/\text{grad } V/m = \frac{h_2 - h_1}{l_{1-2} t},$$

где $(h_2 - h_1)$ — разность высот двух выбранных точек, находившихся на одной и той же высоте до начала движений, а l_{1-2} — расстояние между проекциями этих точек на горизонтальную плоскость.

Величины параметров, принятые М. В. Гзовским, и результаты расчетов по предложенной им схеме приведены в графах 2—7 табл. 4. Определенный таким образом энергетический эффект пластических деформаций коры (графа 7) по сравнению с наблюдаемым потоком глубинного тепла через поверхность Земли (графа 9 табл. 4, см. также табл. 34) оказывается незначительным в областях I типа (стабильные участки коры), существенным в областях II типа (слабо активизированные районы) и превалирующим в областях III и особенно IV типа (районы максимальной тектонической активизации). Однако следует заметить, что принятые в этих расчетах величины исходных параметров не являются окончательно установленными. Наибольшая неопределенность существует сейчас в оценке вязкости вещества коры. Есть основания полагать, что эта величина значительно больше, чем считает М. В. Гзовский в цитируемой статье. В частности, В. А. Магницкий (1965), рассматривая изостатическое всплывание Фенноскандии в последний период ее геологической истории, показал, что даже в пределах слоя низких скоростей («волновода»), где вязкость, по-видимому, меньше, чем в твердой коре, она близка к 10^{22} — 10^{23} пуаз. Подставляя в формулу М. В. Гзовского это значение, получаем существенно иные результаты (см. графу 8 табл. 4), свидетельствующие о том, что энергетический эффект пластических деформаций может быть замечен лишь в тектонически наиболее активных областях.

Еще менее существенным представляется этот эффект, если исходить из оценок, сделанных другими авторами. Так, У. Файф и Дж. Ферхуген

Энергетический эффект пластических деформаций
(графы 1—7 и 9 по М. В. Гзовскому, 1967) *

Районы с различным характером неотектонических движений	Мощность коры m , 10^6 см	Наибольшая величина среднего гра- диента скорости новейших движений на поверхности в течение 30—40 млн. лет /grad V/m, год ⁻¹	Максималь- ные касатель- ные напря- жения внутри коры $\tau_{\max}$, кг/см ²	Коэффициент вязкости коры η , $1,02 \cdot 10^{-8}$ кг·сек/см ²	Коэффициент K, учитыва- ющий нерав- номерность тектонических деформаций в пространстве и времени	Энергетический эффект пластических деформаций, μкал/см ² ·сек		Наблюдаемый поток тепла через поверхность Земли q , μкал/см ² ·сек
						при значениях вязкости согласно графе 5	при значениях вязкости по В. А. Магниц- кому, Г. Джеффрису и др.	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
I. Равнины и плоскогорья платформ	3,5	$3 \cdot 10^{-10}$	100 (50— —150)	$2 \cdot 10^9$ ($1 \cdot 10^{19}$ — — $3 \cdot 10^{21}$)	0,01	0,04 (0,27— —0,006)	0,0008	0,72
II. Горы средней высоты (Урал, Быр- ранга) в областях со слабой акти- визацией движений	4,0	$1 \cdot 10^{-9}$	400 (200— —600)	$2 \cdot 10^{20}$ ($1 \cdot 10^{19}$ — — $3 \cdot 10^{21}$)	0,03	2,2 (11,2— —0,3)	0,04	1,19
III. Горы значительной высоты в об- ластях активизации и в геосинк- линальных областях (Алтай, Со- ветские Карпаты)	4,5	$3 \cdot 10^{-9}$	700 (350— —1050)	$1 \cdot 10^{20}$ ($7 \cdot 10^{18}$ — — $2 \cdot 10^{21}$)	0,03	15,8 (52,5— —1,65)	0,15	1,19
IV. Высокие горы с разделяющими их впадинами в областях геосинкли- налей, активизации, океанизации	5,0	$1 \cdot 10^{-8}$	1000 (500— —1500)	$5 \cdot 10^{19}$ ($3 \cdot 10^{18}$ — — $1 \cdot 10^{21}$)	0,1	234 (1000— —26,3)	1,17	1,91—9,55

* Выступая на симпозиуме по проблемам геоэнергетики (Москва, апрель 1969 г.), М. В. Гзовский и А. В. Михайлов оценили энергетический эффект тектонических процессов в разных областях меньшими величинами, близкими к указанным в графе 8.

оценили энергию деформации при линейном сжатии на 18% при температуре 150°С и гидростатическом давлении 10 000 атм величиной около 3 кал/г; одновременно они указали, что близкую цифру — 2 кал/г — получил Ж. Гогель, исследуя складчатые деформации в Юре и Альпах (Файф, Тернер, Ферхуген, 1962). Беря за основу эти данные и принимая мощность деформируемого «столба» коры 50 км, плотность ее 3 г/см³ и время деформации 30 млн. лет (неотектонический этап развития земной коры), находим, что удельный энергетический эффект этого явления составляет примерно $(3-5) \cdot 10^{-8}$ кал/см² · сек. Но, как и в предыдущих случаях, общий балансовый эффект пластических деформаций оценить трудно. Распространяя указанные удельные значения на весь кайнозойский этап геологической истории, можно, исходя из площади, охваченной складчатостью в это время, показать, что средняя мощность данного процесса вряд ли превышала $1 \cdot 10^{27}$ эрг/год, или $8 \cdot 10^{11}$ кал/сек. По сравнению с наблюдаемым вблизи поверхности Земли потоком глубинного тепла этот процесс, очевидно, играет второстепенную роль.

Таким образом, выявляется, с одной стороны, двойкий характер роли тектонических процессов в превращениях внутриземной энергии, а с другой — их довольно незначительный количественный эффект. Последнее обстоятельство еще резче подчеркивается Ж. Гогелем, по подсчетам которого общее количество энергии, используемое в тектонических процессах, с учетом энергии горообразования, деформации и даже сейсмических волн может составить в среднем около $3 \cdot 10^{25}$ эрг/год, или только $2,4 \cdot 10^{10}$ кал/сек (Goguel, 1965).

Метаморфические процессы

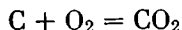
Горные массы, слагающие литосферу, являются продуктом сложных физико-химических процессов, общая совокупность которых получила название литогенеза. Начинаясь уже в момент образования осадка и продолжаясь по мере его захоронения и перемещения в глубины Земли (в результате прогибания областей осадконакопления), эти процессы приводят к глубоким изменениям его вещественного (химического, минерального) состава и строения. Движущей их силой являются изменения интенсивных термодинамических параметров (температуры и давления), определяющих устойчивость тех или иных химических соединений (минеральных ассоциаций), и воздействие активных физико-химических факторов (кислорода, воды, органики и т. д.).

Исследованиями советских литологов (Коссовская, Логвиненко, Шутов, 1957; Пустовалов, 1956; Страхов, 1960, и др.) в комплексе этих процессов выделены последовательно сменяющиеся по мере преобразования первичного вещества стадии диагенеза, эпигенеза, метagenеза и метаморфизма.

Первые из них — стадии диагенеза, эпигенеза и отчасти метagenеза — осуществляются в самой верхней части литосферы и сопровождаются выносом вещества. На этих стадиях наиболее распространены окислительно-восстановительные превращения минерального вещества (в том числе в результате жизнедеятельности организмов), явления растворения (выщелачивания) и кристаллизации, реакции гидратации — дегидратации.

Явления окисления охватывают главным образом зону проникновения атмосферного кислорода в земную кору. Мощность зоны их проявления в общих чертах контролируется глубиной активной циркуляции подземных вод, поскольку основным механизмом поступления кислорода в глубь Земли является захват его инфильтрационными водами. В целом явления окисления имеют экзотермический характер. Наибольшим энергетическим

эффектом среди них отличаются реакции окисления органического вещества:



которые происходят с выделением в среднем 94,05 ккал/моль тепла. В тех случаях, когда это вещество образует в земной коре крупные скопления (залежи угля, битумов и т. п.), выделение тепла в результате реакций окисления может сильно разогреть вмещающие породы. Широко известна, например, локальная термоаномалия Янган-тау в Башкирии, изучавшаяся еще П. С. Палласом, а затем В. В. Штильмарком и др. Здесь, в нижнепермских битуминозных мергелях (содержание битумов от 2,2 до 14,8%) на глубине около 90 м от дневной поверхности температура достигает 400° (Пилипенко, 1966). Общее количество выделяющегося тепла достигает 31 000 ккал/сек. Сходные явления наблюдаются и в других районах.

Аналогичный характер имеют и реакции окисления неорганического вещества. В этом отношении типичны реакции окисления сульфидных руд (пирита, халькопирита, сфалерита и т. п.), особенно интенсивно развивающиеся в местах приповерхностного залегания рудных тел, где они активно смываются богатыми кислородом подземными водами (Сафронов, 1936). Окисление, например, халькопирита в таких условиях выражается уравнением:



Когда известно химическое уравнение процесса, его энергетический эффект может быть оценен по закону Гесса — как разность энтальпий образования исходных компонентов и конечных продуктов реакции. Учитывая близость термодинамических условий, в которых протекают процессы окисления, к стандартным (температура 25°, давление 1 атм), в подобных расчетах могут быть использованы величины стандартных энтальпий¹. Например, рассчитанный таким образом общий стандартный тепловой эффект реакции окисления халькопирита равен

$$\begin{aligned} \Delta H_{\text{реакц.}}^0 &= (\Delta H_{CaSO_4}^0 + \Delta H_{Fe(OH)_2}^0 + \Delta H_{H_2SO_4}^0) - \\ &\quad (-184,0) \quad (-135,8) \quad (-193,91) \\ &- (\Delta H_{CuFeS_2}^0 + \Delta H_{O_2}^0 + \Delta H_{2H_2O}^0) = -342,5 \text{ ккал}^2. \end{aligned} \quad (1)$$

Отнеся общий тепловой эффект реакции к массе m вещества, участвующего в ней, находим удельный тепловой эффект реакции. Для данного процесса

$$\Delta H = \frac{\Delta H_{\text{реакц.}}^0}{m} = \frac{-342,5}{183,3} = -1,85 \text{ ккал/г.}$$

Таким образом, полное окисление рудопроявления халькопирита, имеющего размеры $2 \times 10 \times 100 \text{ м}^3$, с содержанием сульфида 85%, что характерно, например, для алтайских полиметаллических месторождений, приведет к выделению тепла в количестве $13 \cdot 10^{15} \text{ ккал}$. При средней интенсивности окисления рудной залежи 0,04 см/год (цифра грубо ориентировочная, так как интенсивность процесса должна меняться во времени в зависимости от изменений условий поступления кислородсодер-

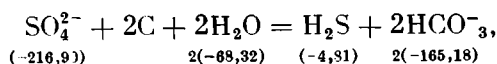
¹ Величины стандартных энтальпий, используемых в дальнейших расчетах, взяты по данным Ф. А. Летникова (1965), В. А. Николаева и В. В. Доливо-Добровольского (1961) и Р. Керна и А. Вайсброда (1966). Значения их в ккал/моль приводятся в уравнениях под химическим символом соответствующего вещества.

² Знак минус соответствует экзотермическому эффекту, плюс — эндотермическому.

жащих вод к неокисленным рудам) средняя тепловая мощность процесса за время его полного осуществления (около 5000 лет) составит примерно $2,6 \cdot 10^9$ кал/год.

Если же, в отличие от рассмотренных случаев, окисляющееся вещество рассеяно в толще вмещающих пород, то энергетический эффект процесса будет на несколько порядков меньше и не сможет оказать заметного влияния на тепловой режим недр.

Помимо кислорода воздуха, в качестве движущей силы окислительно-восстановительных процессов в верхней части земной коры, отвечающей биосфере, выступают микроорганизмы. Наиболее распространенным биохимическим процессом является процесс *восстановления* сульфатов (так называемая сульфатредукция), широко развитый в условиях относительно замедленного водообмена. Восстановителями могут быть содержащиеся в подземных водах органическое вещество, метан, водород. Процесс бактериальной сульфатредукции, представленный уравнением (один из возможных случаев)



протекает с выделением 18,3 ккал/моль. Бактериальное восстановление всех сульфидов (2 г/л), содержащихся в водоносном комплексе размерами $10 \times 10^3 \times 10^5$ м³, с пористостью 10%, приводит к выделению тепла в количестве $36,6 \cdot 10^9$ ккал. Аналогичные расчеты теплового эффекта восстановления сульфатов ранее были сделаны Н. А. Огильви (1959).

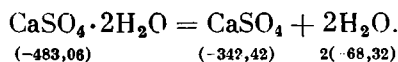
Наряду с окислительно-восстановительными процессами в верхних слоях литосферы широко распространены явления *растворения* (выщелачивания) и *кристаллизации*, обусловленные взаимодействием вещества земной коры с подземными водами. Все природные химические соединения в той или иной мере растворимы в воде. Однако, с энергетической точки зрения, более или менее важное значение имеют процессы растворения — кристаллизации только хорошо растворимых горных пород — таких, как каменная и другие соли, гипс, доломиты, известняки и т. п. Эти процессы являются обратимыми, т. е. в зависимости от степени насыщенности подземных вод тем или иным соединением могут развиваться либо в сторону его растворения, либо кристаллизации. Тепловые эффекты растворения и кристаллизации одного и того же вещества, естественно, равны по величине и обратны по знаку (табл. 5). Из данных таблицы видно, что растворение кальцита, гипса, ангидрита и доломита происходит с выделением тепла, а галита — с поглощением.

Переходя в раствор, вещество пород увлекается потоками подземных вод. Балансовые гидрогеохимические расчеты позволяют выяснить интенсивность рассматриваемых процессов. В случае растворения она выражается долей, на которую сокращается мощность выщелачивающихся пород за единицу времени. Зная этот показатель и тепловой эффект реакции, можно оценить геотермическое значение процесса. Количество выделяющегося (поглощающегося) тепла Q определяется соотношением $Q = h\gamma S \Delta H$, где h — интенсивность выщелачивания, γ — объемный вес выщелачивающихся пород, S — площадь их распространения, ΔH — удельный тепловой эффект реакции.

Например, интенсивность выщелачивания нижеюрских известняков Яйлы в Горном Крыму составляет, по Н. В. Родионову (1963), $0,004$ см/год. Следовательно, на площади их распространения за счет их растворения выделяется примерно $8 \cdot 10^{-9}$ кал/см²·сек. Аналогичный процесс в меловых известняках Сочи-Мацестинского района Кавказа сопровождается выделением примерно $9 \cdot 10^{-9}$ кал/см²·сек. Выщелачивание пермских гипсов Горьковско-Алатырских поднятий с интенсивностью $0,043$ см/год

(Зверев, 1967) характеризуется годовым выделением $6 \cdot 10^{-9}$ кал/см²·сек. На соляных куполах, где интенсивность выщелачивания в зависимости от гидрогеологических условий сильно варьирует (например, в Прикаспии на Баскунчакском массиве она равна 0,32 см/год, а на Индерском только 0,037 см/год; Короткевич, 1964), происходит, наоборот, поглощение тепла в количестве от 0,33 до $0,038 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. Полное выщелачивание на площади 1 км² стометрового блока известняков будет сопровождаться выделением $8,9 \cdot 10^{15}$ кал, а каменной соли — поглощением $3,5 \cdot 10^{15}$ кал.

Одним из наиболее характерных процессов преобразования вещества пород в земной коре являются реакции гидратации — дегидратации. На ранних стадиях изменения пород эти явления охватывают минеральные соединения, содержащие кристаллизационную воду (типа гипса $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Выделение кристаллизационной воды является эндотермическим процессом. Например, в случае дегидратации гипса



Общий тепловой эффект реакции равен +4,0 ккал/моль, а удельный +23,2 кал/г. Полная дегидратация стометровой толщи гипсов, распространенной на площади 1 км², сопровождалась бы поглощением $5,34 \cdot 10^{15}$ кал. Соответственно при реакциях гидратации различных природных соединений происходит выделение тепла в аналогичных количествах. Однако следует заметить, что в природной обстановке это звено процесса, как и аналогичная ему в предшествующей паре кристаллизация, реализуется реже и по крайней мере не в таких региональных масштабах, как дегидратация и растворение.

Кроме рассмотренных выше процессов, широкое развитие которых в природе не вызывает сомнений, ряд исследователей обращает внимание на возможность осуществления и некоторых других аналогичных явлений. Так, П. Ф. Швецов (1966 и др.) подчеркивает необходимость учета энергетических превращений, сопровождающих литификацию тонкодисперсных осадков. Он указывает, что происходящее при захоронении глинистых отложений в результате их уплотнения (под действием нагрузки вышележащих пород большей, чем 250 кг/см²) уменьшение удельной поверхности энергии глинистых частиц составляет, по его данным, 1200 ккал на 1 м³ неуплотненной породы. Следовательно, ее полное выделение при уплотнении глинистой толщи первоначальной мощностью, например, 1 км дает экзотермический эффект в 120 ккал на каждый 1 см² площади распространения этой толщи. П. Ф. Швецов полагает, что данным явлением можно объяснить напряженный тепловой режим, например, зоны развития глин майкопской свиты в Предкавказье и некоторых других похожих участков земной коры. А. И. Хребтов (1959) считает, что высокие температуры в недрах Предкавказья и некоторых других районов, аналогичных в отношении нефтегазоносности и геотермических условий, могут быть следствием роста пластового давления в газовых залежах, сопровождающего генерацию углеводородов в газонефтематеринских осадочных толщах. Рост давления газа при постоянном объеме вмещающих полостей, как известно, ведет к повышению температуры, в результате чего в окружающую среду может поступать избыточное тепло. К сожалению, не приводится количественной оценки процесса, в связи с чем его роль в общем тепловом балансе Земли остается неясной. Из представлений о значительной длительности процессов миграции и образования скоплений углеводородов вытекает, что тепловой эффект этих процессов должен быть относительно невелик.

Таблица 5

Тепловой эффект реакций растворения — кристаллизации

Минерал	Уравнение реакции *	Энтальпия реакции ΔH° , ккал/моль	Масса вещества m , участвующего в реакции, г	Удельный тепловой эффект реакции ΔH , кал/г
Кальцит	$\text{CaCO}_3 \text{ тв.} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} \text{ в водн. р-ре} + \text{CO}_3^{2-} \text{ в водн. р-ре}$ —288,45 —129,77 —161,63	—2,95	100	—29,5
Доломит	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \text{ тв.} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} \text{ в водн. р-ре} + \text{Mg}^{2+} \text{ в водн. р-ре} + 2\text{CO}_3^{2-} \text{ в водн. р-ре}$ —556 —129,77 —110,41 2 (—161,63)	—7,44	184	—40,4
Гипс	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \text{ тв.} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} \text{ в водн. р-ре} + \text{SO}_4^{2-} \text{ в водн. р-ре} + 2\text{H}_2\text{O}$ —483,06 —129,77 —216,9 2 (—68,318)	—0,246	172	—1,4
Ангидрит	$\text{CaSO}_4 \text{ тв.} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} \text{ в водн. р-ре} + \text{SO}_4^{2-} \text{ в водн. р-ре}$ —342,42 —129,77 —216,9	—4,25	136	—31,2
Галит	$\text{NaCl} \text{ тв.} \rightleftharpoons \text{Na}^+ \text{ в водн. р-ре} + \text{Cl}^- \text{ в водн. р-ре}$ —98,23 —57,28 —40,02	+0,93	58,5	+15,9

* В табл. 5—8, 10 цифра под химическим символом — значение стандартной энтальпии в ккал/моль по данным Ф. А. Летникова (1965), В. А. Николаева и В. В. Доливо-Добровольского (1961), Р. Керна и А. Вайсброда (1966).

Резюмируя изложенное выше, можно подчеркнуть, что, во-первых, большинство процессов, реализующихся на ранних стадиях преобразования пород, имеет экзотермический характер, а во-вторых, энергетический эффект их невелик, в связи с чем они не могут оказывать заметного влияния на тепловой режим недр.

Наиболее глубокие преобразования пород происходят на стадии их метаморфизма. Главным агентом этих преобразований, как свидетельствуют многочисленные исследования (см., например, Файф, Тернер, Ферхуген, 1962; Лейси, 1967; Саттон, 1967), являются изменения температуры природных систем. Как и давление, температура возрастает с глубиной по мере погружения осадков. Кроме того, она может меняться и во времени: в региональных масштабах — пропорционально изменениям потока глубинного тепла, сопровождающим эволюцию земной коры, или на отдельных локальных участках внедрения магматических тел. В орогенных подвижных зонах, где на глубинах 1—20 км температура достигает 300—700° и более, мощные толщи пород охватываются региональным метаморфизмом. Вокруг локальных магматических очагов, имеющих температуру 800—1300°, развиваются явления контактового метаморфизма. Возникающие в конкретных термодинамических условиях комплексы характерных минеральных ассоциаций образуют в разрезах метаморфизованных пород последовательно сменяющие друг друга метаморфические фации.

Петрологическими исследованиями (Bowen, 1940; Rumborg, 1952; Тернер и Ферхуген, 1961) показано, что смена минеральных ассоциаций в последовательных этапах метаморфизма в большинстве случаев может быть выражена более или менее простыми химическими уравнениями. Это дает возможность путем определения тепловых эффектов отдельных реакций подойти к оценке энергетики процесса в целом. В подобных расчетах вполне допустимо использование стандартных энтальпий, поскольку пересчет на более высокие температуры, характерные для стадии метаморфизма, приводит почти к тем же значениям. Например, реакция образования волластонита из кварца и кальцита по уравнению $\text{SiO}_2 + \text{CaCO}_3 = \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2 \uparrow$ протекает в диапазоне температур 550—700°. Тепловой эффект этой реакции в стандартных условиях:

$$\Delta H_{\text{реакц.}} = (\Delta H_{\text{CaSiO}_3}^0 + \Delta H_{\text{CO}_2}^0) - (\Delta H_{\text{SiO}_2}^0 + \Delta H_{\text{CaCO}_3}^0) = +27,08 \text{ ккал.}$$

(−377,4) (−94,05) (−210,2) (−288,2)

Изменение энтальпии реакции в зависимости от температуры, при которой она происходит, определяется выражением

$$\Delta H_T = \Delta H_{298}^0 \text{ реакц.} + \int_0^T (\Delta C_p) dT,$$

где C_p — теплоемкость участвующих в реакции веществ при постоянном объеме, равная

$$C_p = a + bT + cT^2 + dT^{-2}.$$

Для рассматриваемой реакции теплоемкости исходных и конечных продуктов по Р. Керну и А. Вайсброду (1966) равны:

$$C_{\text{pSiO}_2} = 11,22 + 8,20 \cdot 10^{-3} T - 2,70 \cdot 10^5 T^{-2},$$

$$C_{\text{pCaCO}_3} = 24,98 + 5,24 \cdot 10^{-3} T - 6,20 \cdot 10^5 T^{-2},$$

$$C_{\text{pCaSiO}_3} = 26,64 + 3,60 \cdot 10^{-3} T - 6,52 \cdot 10^5 T^{-2},$$

$$C_{\text{pCO}_2} = 10,55 + 2,16 \cdot 10^{-3} T - 2,04 \cdot 10^5 T^{-2}.$$

После подстановки числовых значений и интегрирования тепловой эффект данной реакции определяется как

$$\Delta H_T = 27\,236 + 0,99T - 3,84 \cdot 10^{-3}T^2 - 0,34 \cdot 10^5 T^{-1}.$$

Для температуры 600° $\Delta H_{873} = 24\,878$ кал/моль, т. е. всего на 8,6% меньше, чем в стандартных условиях. Это отклонение находится в пределах ошибки определения стандартных энтальпий и поэтому им можно пренебречь.

В. И. Лебедев и Н. В. Белов, рассматривая энергетический эффект выветривания алюмосиликатов, выдвинули гипотезу, согласно которой этот процесс как бы «аккумулирует» тепловую энергию Солнца, а при захоронении продуктов выветривания и их метаморфизации эта энергия вновь выделяется в виде тепла и служит движущей силой глубинных внутриземных процессов (Белов, 1952; Лебедев, 1954). Д. С. Коржинский (1955) обратил внимание на ошибочность основного допущения этой гипотезы, показав, что реакции, сопровождающиеся изменением координационного числа алюминия (например, каолинизация полевых шпатов), обратимы, т. е. в условиях земной коры идут в ту или иную сторону в зависимости от тенденций в изменении температуры и щелочности среды. Коржинский подчеркнул, что «в основе построений В. И. Лебедева лежит грубо ошибочное отрицание частных положений принципа Ле Шателье, связанных непосредственно со вторым принципом термодинамики», и констатировал, что «метаморфизм требует громадной затраты энергии, по сравнению с которой химическая энергия продуктов выветривания незначительна» (там же, стр. 52).

Действительно, из термодинамических закономерностей следует, что реакции, возникающие вследствие повышения температуры, имеют эндотермический характер. Таково большинство протекающих без привноса вещества метаморфических реакций, примером которых может служить только что рассмотренный процесс образования волластонита.

Следствиями прогрессивного метаморфизма являются дегидратация и декарбонатизация горных пород. Первая заключается в уменьшении содержания в породах связанной воды, что проявляется в замещении гидратных соединений безводными. В данном случае дегидратация захватывает уже не кристаллизованную воду, как на ранних стадиях изменения пород (пример с гипсом), а конституционную (например, при переходе мусковита в микроклин и силлиманит). К сожалению, до сих пор еще нет данных о величинах энтальпий образования ряда сложных природных силикатов. Это препятствует созданию исчерпывающей энергетической картины процесса. Все же представление о ней можно составить, используя уже имеющиеся достижения петрологии и химической термодинамики.

Тепловой эффект *контактового метаморфизма* хорошо иллюстрируется на примере прогрессивного метаморфизма кремнистых известняков. Данные об энергетических эффектах происходящих при этом реакций в последовательности, выделенной Н. Боуэном (Bowen, 1940), суммированы в табл. 6. Как следует из ее данных, поглощение тепла при этих преобразованиях варьирует от 53 до 169 кал/г.

В процессе *регионального метаморфизма* при температурах 100 — 250° возникают минеральные ассоциации, относящиеся к метаморфической фации зеленых сланцев, при 250 — 400° — к эпидот-амфиболитовой фации, при 400 — 650° — к амфиболитовой, при 650 — 750° — к гранулитовой и при 750 — 850° — к эклогитовой. Тепловые эффекты некоторых происходящих при этом преобразований приведены в табл. 7.

Помимо указанных в таблице, для отдельных этапов регионального метаморфизма типичны реакции, свойственные контактовому метаморфизму и вошедшие в табл. 6: образование кальцита с тремолитом из

Таблица 6

Тепловой эффект реакций прогрессивного контактового метаморфизма кремнистых известняков

Фация метаморфизма	Исходные минеральные соединения	Продукты метаморфических реакций	Энтальпия реакции ΔH° , ккал/моль	Масса вещества m , участвующая в реакции, г	Удельный тепловой эффект реакции ΔH , ккал/г
Альбит-эпидот-роговиковая	Доломит + кварц $5\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 8\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ 5 (−556,0) 8(210,2) (−68,32)	Тремолит + кальцит $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + 3\text{CaCO}_3 + 7\text{CO}_2$ (−2855,35) 7 (−94,05) 3 (−288,45)	+150,85	1418	+106
Роговообманково-роговиковая	Доломит + тремолит $11\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ 11 (−556,0) (−2855,35)	Форстерит + кальцит $8\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 13\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + 9\text{CO}_2$ 8(−506,2) 13(−288,45) (−68,32) 9(94,05)	+241,13	2834	+85
	Кальцит + тремолит + кварц $2\text{CaCO}_3 + \text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + 2\text{SiO}_2$ 3(−288,45) (−2855,35) 2(−210,2)	Диопсид $5\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{H}_2\text{O} + 3\text{CO}_2$ 5(−741,8) (−68,32) 3(−94,05)	+71,63	1230	+58
	Кальцит + тремолит $5\text{CaCO}_3 + 3\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ 5(−288,45) 3(2855,35)	Диопсид + форстерит $11\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 2\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 3\text{H}_2\text{O} + 5\text{CO}_2$ 11(−741,8) 2(−508,2) 3(−68,32) 5(−94,05)	+157,1	2930	+53,5
	Кальцит + кварц $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2$ (−288,3) (−210,2)	Волластонит $\text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$ (−377,4) (−94,05)	+27,05	160	+169
Пироксено-роговиковая	Доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ (−566,0)	Кальцит + периклаз $\text{CaCO}_3 + \text{MgO} + \text{CO}_2$ (−288,3) (−143,8) (−94,05)	+29,85	184	+152

Таблица 6 (окончание)

Фация метаморфизма	Исходные минеральные соединения	Продукты метаморфических реакций	Энтальпия реакции ΔH° , ккал/моль	Масса вещества m , участвующая в реакции, г	Удельный тепловой эффект реакции ΔH , кал/г
Сапидинитовая	Диопсид + форстерит + кальцит $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 2\text{CaCO}_3$ (-741,8) (-508,2) 2(-288,3)	Монтichelлит $3\text{CaMgSiO}_4 + 2\text{CO}_2$ 3(-528,7) 2(-94,05)	+52,4	5562	+94
	Диопсид + кальцит $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{CaCO}_3$ (-741,8) (-288,3)	Акерманит $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7 + \text{CO}_2$ (-902,3) (-94,05)	+33,75	316	+107
	Форстерит + кальцит $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{CaCO}_3$ (-508,2) (-288,3)	Монтichelлит + периклаз $\text{CaMgSiO}_4 + \text{MgO} + \text{CO}_2$ (-528,7) (-143,8) (-94,05)	+29,95	236	+127
	Кальцит + акерманит $\text{CaCO}_3 + \text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ (-288,3) (-902,3)	Мервинит $\text{Ca}_3\text{Mg}(\text{SiO}_4)_2 + \text{CO}_2$ (-1087,35) (94,05)	+29,20	372,2	+78,5

доломита и кварца (фация зеленых сланцев), кальцита с форстеритом из доломита и тремолита, диопсида из кальцита, тремолита и кварца, диопсида с форстеритом из кальцита и тремолита (эпитод-амфиболитовая фация), волластонита из кварца и кальцита (амфиболитовая фация). Эндотермический эффект рассмотренных реакций регионального метаморфизма варьирует от 3,9 до 262 кал/г.

Из термодинамических расчетов по 18 химическим уравнениям, приведенным в табл. 6 и 7, можно заключить, что средний удельный тепловой эффект метаморфических реакций близок к 100 кал/г. Ранее У. Файф, Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1962) оценили его вдвое меньшей величиной — 50 кал/г. В действительности же эндотермический эффект метаморфизма в расчете на 1 г метаморфизируемой породы должен быть еще выше, так как большинство минеральных соединений в ходе его претерпевает многократные преобразования. Например, как это следует из данных табл. 6, полный тепловой эффект возникновения 1 г вещества санидинитовой фации как конечного продукта контактового метаморфизма кремнистых известняков может достигать примерно 250 кал.

С учетом приведенной в предыдущем абзаце оценки среднего удельного эффекта реакции и объемного веса горных пород метаморфизм только километровой их толщи должен сопровождаться поглощением за время своего осуществления около $2,5 \cdot 10^7$ кал на каждом 1 см^2 площади. Очень близкую к этой цифру — $5,6 \cdot 10^7$ кал/см² — указывает В. В. Белоусов (1966), рассматривая метаморфизм такой же толщи при нагреве пород на 300° и их гранитизации. В то же время известно, что мощность толщ, подвергшихся глубокому региональному метаморфизму, может быть гораздо больше. Поэтому роль метаморфизма в энергетическом балансе таких участков коры весьма существенна. Например, для всей площади Японии она оценивается (Uyeda, Norai, 1964) величиной порядка 10^8 кал/см².

Продолжительность процессов регионального метаморфизма, по мнению Дж. Ферхугена (1964), составляет 10^6 — 10^7 лет. Реакции контактового метаморфизма протекают еще быстрее, так как весь процесс успевает пройти за время существования локальных возмущений теплового поля, составляющее при внедрении магматических тел 10^5 — 10^6 лет. Из этих представлений вытекает, что осредненный во времени удельный энергетический эффект регионального метаморфизма составляет 10^{-11} — 10^{-12} кал/см³·сек, а контактового — 10^{-10} — 10^{-11} . В итоге средняя тепловая мощность регионального метаморфизма километровой толщи пород выражается в поглощении от 0,1 до $1,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. Те же цифры характеризуют энергетические последствия контактового метаморфизма слоя пород мощностью 100 м, прилегающего к магматическому телу внедрения.

Изменения магматических горных пород, происходящие как в результате их остывания, так и выделяющихся при этом растворов и летучих соединений, хорошо иллюстрируются серпентинизацией ультраосновных пород (табл. 8). Среднее значение экзотермического эффекта реакций серпентинизации 75 кал/г. Охват этим процессом толщи ультраосновных пород объемом 1 км^3 приведет к выделению тепла в количестве $2,3 \cdot 10^{17}$ кал. Р. Шулинг (Schuiling, 1964) считает, что этот процесс может служить причиной установленного увеличения теплового потока на срединно-океанических хребтах, в рифтовых ущельях которых глубоководным драгированием обнаружены серпентинизированные породы.

Экзотермичен и автометаморфический процесс кристаллизации стекол, входящих в состав игнимбритов и других эффузивных пород (табл. 10). Удельный тепловой эффект этого процесса довольно велик и составляет в среднем 46 кал/г. А. Дж. Эллис (1965) подсчитал, что количество тепла, отдаваемое при кристаллизации стекловатых вулканических пород

Таблица 7

Тепловой эффект некоторых реакций регионального метаморфизма

Фация	Исходные минеральные соединения	Продукты метаморфических реакций	Энтальпия реакций ΔH° , ккал/моль	Масса вещества m , участвующего в реакции, г	Удельный тепловой эффект реакции ΔH , кал/г
Зеленых сланцев	Тальк + кальцит + кварц $5\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 6\text{CaCO}_3 + 4\text{SiO}_2$ 5(−1357,0) 6(−288,45) 4(−209,9)	Тремолит $3\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + 2\text{H}_2\text{O} + 6\text{CO}_2$ 3(−2855,35) 2(−68,32) 6(−94,05)	+88,33	2550	+34,6
Эпидот-амфиболитовая	Тремолит $7\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ 7(−2855,35) Тальк $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ (−1357,0)	Диопсид + антофиллит + кварц $14\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 3\text{Mg}_7\text{Si}_8\text{O}_{22} + 4\text{SiO}_2 + 4\text{H}_2\text{O}$ 14(−741,8) 3(−2791,3) 4(−209,9) 4(−68,3) Энстатит + кварц $3\text{MgSiO}_3 + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ 3(−957,9) (−209,9) (−68,32)	+115,47 +5,1	5390 342	+21,4 −14,9
Амфиболитовая	Кальцит + апортит + кварц $2\text{CaCO}_3 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{SiO}_2$ 2(−288,45) (−998,1) (−209,9)	Гроссуляр $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 2\text{CO}_2$ (−1481,0) 2(−94,05)	+114,9	438	+262
Гранулитовая	Мусковит + кварц $\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + \text{SiO}_2$ (−1411,0) (−209,9)	Микроклин + силлиманит $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$ (−9080) (−642,7) (−68,32)	+1,9	492	+3,9
Эклогитовая	Апортит + волластонит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 2\text{CaSiO}_3$ (−998,1) 2(−377,4) Апортит $3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ 3(−998,1) Альбит + оливин $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + (\text{MgFe})_2\text{SiO}_4$ (−907,5) (−466,9)	Гроссуляр + кварц $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + \text{SiO}_2$ (−1481,0) (−209,9) Гроссуляр + кванит + кварц $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 2\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{SiO}_2$ (−1481,0) 2(−645,4) (−209,9) Жалент + гиперстен $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + (\text{MgFe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (−701,8) (−633,8)	+62 +12,6 +33,8	510 834 514	+121 +151 +75,6

Таблица 8

Тепловой эффект реакций серпентинизации

Исходные минеральные соединения	Продукты реакции	Энтальпия реакции ΔH° , ккал/моль	Масса вещества m , участвующего в реакции, г	Удельный тепловой эффект реакции ΔH , кал/г
Оливин + вода $2\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ 2(—508,2) 2(—68,32) (—94,05)	Серпентин + магнезит $\text{H}_4\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_9 + \text{MgCO}_3$ (—1018,5) (—266,0)	—37,4	280	—133,5
Оливин + кварц + вода $3\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 4\text{H}_2\text{O} + \text{SiO}_2$ 3(—508,2) 4(68,32) (—209,9)	Серпентин $2\text{H}_4\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_9$ 2(—1018,5)	—39,75	480	—82,9
Оливин + вода $5\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 4\text{H}_2\text{O}$ 5(—508,2) 4(—68,32)	Серпентин + периклаз + кварц $2\text{H}_4\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_9 + 4\text{MgO} + \text{SiO}_2$ 2(1018,5) 4(—143,9) (—209,9)	—7,9	188	—4,2
Оливин + тальк + вода $6\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 9\text{H}_2\text{O}$ 6(—508,0) (—1357,0) 9(—68,32)	Серпентин $5\text{H}_4\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_9$ 5(—1018,5)	—74,6	1112	—67

Таблица 9

Тепловой эффект гидротермального метаморфизма плагиоклазов *

Характер метасоматического преобразования	Исходные минеральные соединения	Продукты реакции	Энтальпия реакции ΔH° , ккал/моль	Масса вещества m , участвующего в реакции, г	Удельный тепловой эффект реакции ΔH , кал/г
Каолинитизация	Альбит $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 2\text{HCl} + \text{H}_2\text{O}$ 2(−940,2) 2(−30,86) (−68,3)	Каолинит $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_2 + 4\text{SiO}_2 + 2\text{NaCl}$ (−978,1) 4(−217,65) 2(−98,6)	−32,9	524	−63
	Анортит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 2\text{HCl} + \text{H}_2\text{O}$ (−1008,1) 2(−30,86) (−68,3)	Каолинит $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_2 + \text{CaCl}_2$ (−978,1) (−190)	−9,6	278	−34,5
Цеолитизация	Анортит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 4\text{H}_2\text{O}$ (−1008,1) 4(−68,3)	Ломонтит $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (−1732,5)	−15,7	398	−39,4
	Анортит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 2\text{H}_2\text{O}$ (−1008,1) 2(−68,3)	Лавсонит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (−1160,1)	−15,4	278	−55,5
Фельдшпатизация	Альбит $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{KCl}$ (−940,2) (−100,0)	Ортоклаз $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{NaCl}$ (−946,1) (−98,6)	−3,2	262	−12,2
	Анортит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 2\text{KOH} + 4\text{SiO}_2 + \text{CO}_2$ (−1008,1) 2(−115,2) 4(−68,3) (−94,0)	Ортоклаз $2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{CaCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$ 2(−946,1) (−190) (−68,3)	−36,2	518	−70
Серицитизация	Анортит $3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{H}_2\text{O} + 2\text{KOH} + 3\text{CO}_2$ (−1008,1) (−68,3) 2(−115,3) (−94,0)	Мусковит $2\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 3\text{CaCO}_3$ (−1419,2) (−288,45)	−98,7	834	117
Альбитизация	Анортит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 4\text{SiO}_2 + 2\text{NaCl}$ (−1008,1) 4(−68,3) 2(−98,6)	Альбит $2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{CaCl}_2$ (−940,2) (−190)	−14,5	518	−28

Стандартные энтальпии по И. К. Карпову, С. А. Кашику и В. Д. Пампуре (1968).

и их последующих реакциях с водой, должно быть около $3 \cdot 10^{17}$ кал/км³. Он считает, что количество выделяющегося при этом тепла сопоставимо с выделяемым остывающими интрузиями, т. е. оно может являться одной из причин прогрева гидротермальных систем.

Значительным экзотермическим эффектом обладают и процессы гидротермального метаморфизма, в качестве примера которого выбрано Паужетское месторождение парогидротерм, характеризующееся увеличением температур в зоне наиболее интенсивного изменения пород на глубинах 100—400 м.

Таблица 10

Тепловой эффект процесса перекристаллизации стекловатых изверженных пород

Продукт перекристаллизации	Энтальпия кристаллического вещества H , ккал/моль	Энтальпия стекловатых пород H , ккал/моль	Энтальпия реакции ΔH° , ккал/моль	Масса вещества m , участвующего в реакции, г	Удельный тепловой эффект реакции ΔH , кал/г
Кварц SiO_2	—205,4	—202,5	—2,9	60	—48
Лейцит KAlSi_2O_6	—703,2	—697,5	—5,7	218	—26
Микроклин KAlSi_3O_8	—908	—890	—18	278	—64

Здесь в результате воздействия гидротерм в туфах дацита и туфобрекчиях андезито-базальта выделены последовательно сменяющиеся зоны современной пропилитизации, серицитизации, цеолитизации, деанортитизации, альбитизации и т. д. Суммарная мощность измененных пород достигает 600 м. В приповерхностной зоне гидротермальные растворы испытывают охлаждающее влияние водовмещающих пород, отдающих тепло земной поверхности и, стремясь противодействовать охлаждающему влиянию, метасоматически изменяют магматогенные минералы на гидротермальные.

В качестве примера гидротермального метаморфизма рассмотрены реакции метасоматического изменения плагиоклазов (табл. 9), являющихся основным породообразующим минералом. Средний тепловой эффект этих реакций составляет $-52,4$ кал/г первоначальной породы.

По В. В. Аверьеву (1966), время существования Паужетской гидротермальной системы составляет примерно 10 000 лет. Если допустить, что вся гидротермально-метаморфизованная толща подвергалась изменению с тепловым эффектом, характерным для процесса преобразования плагиоклазов, то в результате реализации подобных условий без учета потерь тепла на нагревание возникает тепловой поток плотностью $2,4 \cdot 10^{-5}$ кал/см² · сек, составляющий примерно 20% от наблюдаемого теплового потока в пределах Паужетской гидротермальной системы (Аверьев и др., 1965). Наши результаты близки данным А. Дж. Эллиса (1965) о выделении тепла гидротермально измененными породами площади Вайракей.

Это показывает, что гидротермальный метаморфизм пород, несомненно, вносит весьма существенный вклад в тепловой баланс гидротермальных систем, поддерживает их деятельность более длительное время и на более высоком уровне, чем это следовало бы при наличии лишь одного источника эндогенного происхождения, будь то остывающее магматическое тело или глубинный теплоноситель.

Основным механизмом перераспределения тепла в земной коре является кондуктивная теплопередача, обусловленная теплопроводностью горных пород. Конвективная теплопередача, происходящая в результате движения подземных флюидов — вод, нефти, газов, магматических расплавов, имеет в литосфере подчиненное значение (в мантии ее масштабы, по-видимому, более значительны) и может доминировать лишь на отдельных участках.

Теория твердых тел, представителями которых являются и горные породы, говорит, что кондуктивная теплопередача складывается из электронной и фононной составляющих. Первая из них определяется передачей энергии свободными электронами и характерна для рудных минералов, а фононная, являясь общей для горных пород, осуществляется путем упругих тепловых колебаний частичек кристаллической решетки — фононов.

Математическое выражение закона распространения тепла путем теплопроводности, данное Фурье, имеет вид $q = -\lambda \text{grad} T$, где q — величина потока тепла; $\text{grad} T$ — градиент (перепад) температуры в направлении распространения тепла; λ — коэффициент пропорциональности, зависящий от природы и физического состояния среды, в которой распространяется тепло, и называемый коэффициентом теплопроводности. Знак минус в этом выражении показывает, что тепло распространяется в направлении, обратном вектору градиента.

Так как $q = (Q/\tau) \cdot S$, а $\text{grad} T = \Delta T/\Delta x$, где Q — общее количество тепла, проходящее за время τ через сечение площадью S , перпендикулярное направлению его распространения; Δx — расстояние в направлении распространения тепла между точками среды, температура которых различается на ΔT , то λ выражается как

$$\lambda = \frac{Q}{\tau S} \cdot \frac{\Delta x}{\Delta T}.$$

Численно величина λ отвечает количеству тепла, проходящему в единицу времени через единицу площади при падении температуры в 1° на единицу длины. Она имеет размерность:

$$1 \text{ кал/см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град} = 4,18 \cdot 10^2 \text{ вт/м} \cdot \text{град}, \quad 1 \text{ вт/м} \cdot \text{град} = 2,39 \cdot 10^{-3} \text{ кал/см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}.$$

Величина коэффициента теплопроводности любого вещества находится опытным путем. Все методы ее определения основаны на решении

$$\lambda \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) = C\rho \frac{\partial T}{\partial \tau}$$

или

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = k \nabla^2 T,$$

где C — теплоемкость вещества, ρ — его плотность, $k = \lambda/C\rho$ — температуропроводность.

Методы определения теплопроводности, применяющиеся в настоящее время, делятся на две основные группы в зависимости от задаваемых в эксперименте граничных условий. Первая группа так называемых *стационарных методов* использует схемы, при которых $\partial T/\partial \tau$ принимается равным 0. Они подробно описаны в работах Б. С. Петухова (1952), Г. М. Кондратьева (1957), А. Кана и Дж. Фатта (Khan, Fatt, 1964) и других советских и зарубежных исследователей. В основе этих методов лежит использование системы нагреватель — образец — холодильник. Измерения проводятся при установившемся (стационарном) тепловом режиме, когда количество тепла, сообщаемое образцу нагревате-

лем, точно соответствует количеству тепла, отводимому из образца в холодильник. Зная это количество Q , размеры образца и температуры T_2 и T_1 на поверхностях, прилегающих соответственно к нагревателю и холодильнику, после наступления стационарного режима можно определить значение λ плоского образца из соотношения

$$\lambda = \frac{Qx}{S(T_2 - T_1)},$$

где S — площадь пластины; x — расстояние между нагревающейся и охлаждающейся поверхностями, T_2 и T_1 — соответственно их температура.

Точность определения зависит от идеальности контакта между образцом и нагревателем или холодильником. Одной из наиболее известных модификаций стационарных методов, учитывающей неидеальность контакта и особенно популярной за рубежом, является «метод разделенного стержня» («divided bar method»), разработанный А. Бенфильдом.

Недостатками стационарных методов являются невозможность определения других тепловых констант, длительность установления стационарного режима (8—12 час.) и сложность конструкции установок. Теперь их считают пригодными только для однородных пород с малым размером зерен.

Нестационарные методы основаны на анализе процессов охлаждения или разогревания, т. е. на решении уравнения теплопроводности при $\partial T / \partial \tau \neq 0$. Они имеют несколько разновидностей Г. М. Кондратьевым (1954) разработаны теория и методы так называемого регулярного режима, основанные на изучении охлаждения (разогревания) образца в среде постоянной температуры на стадии, когда влияние начального состояния уже несущественно. Существуют и чисто нестационарные методы, анализирующие процесс изменения температуры образца сразу же после подачи на него теплового импульса, — импульсные, или зондовые, методы. Один из них — метод мгновенного источника — разработан в Институте физики Земли АН СССР (Любимова, Старикова, Шушпанов, 1964). Он основан на анализе изменения теплового состояния неограниченной твердой среды с первоначально постоянной температурой после помещения в нее бесконечно длинного и тонкого стержня, которому в начальный момент времени $\tau = 0$ сообщается тепловой импульс, а затем стержень остывает. Распределение температуры от такого источника описывается выражением

$$T = \frac{Q}{4\pi\rho k\lambda\tau} e^{-\frac{r^2}{4k\tau}},$$

где Q — количество тепла, подаваемое в среду (величина теплового импульса); C , ρ и k — соответственно теплоемкость, плотность и температуропроводность изучаемой среды; $r^2 = x^2 + y^2$ — квадрат расстояния от поверхности нагревателя (стержня) до точки, в которой измеряется температура.

При условии максимума

$$\left. \frac{dT}{d\tau} \right|_{\tau=\tau_{\max}} = 0 \quad k = \frac{r^2}{4\tau_{\max}}$$

($\tau_{\max}$ — время, за которое изменение температуры в точке измерения достигает максимума).

Подставив найденное для k выражение в предыдущее соотношение, имеем

$$\rho C = \frac{Q}{T_{\max} \pi r^2} e^{-1}$$

($T_{\max}$ — температура в точке измерения в момент времени $\tau_{\max}$).

Вычислив k и ρC , можно найти коэффициент теплопроводности среды λ из соотношения $\lambda = k\rho C$. Необходимая для расчета величина Q определяется в эксперименте как

$$Q = 0,24 IU\tau_1/l,$$

где I — сила тока в цепи нагревателя; U — напряжение, τ_1 — продолжительность подачи тока; l — длина нагревателя.

Преимуществами этого метода являются быстрота проведения опыта и возможность использования образцов произвольной формы и размера, что важно для массовых определений.

Основные требования, предъявляемые к методике измерения, — максимальное приближение условий проведения опыта к условиям, в которых находился образец изученной горной породы до его извлечения (сохранение естественной структуры, влажности и т. п.); возможность определения всех тепловых констант (теплопроводности, температуропроводности, теплоемкости); быстрота и точность измерения. Поскольку каждый существующих методов имеет свои достоинства и недостатки, наиболее объективным является проведение сравнительных измерений различными способами. При расхождении результатов не более чем на 5—6% полученные данные считаются достаточно надежными.

Факторы, влияющие на теплопроводность. В естественных условиях теплопроводность горных пород колеблется в очень широких пределах — $(1-20) \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град и более. В подавляющем большинстве горные породы — это сложные системы, состоящие из двух фаз — твердой, представляющей собой поликристаллическое соединение многих компонентов (минеральный скелет), и жидкой, заполняющей поровое пространство. Факторы, влияющие на теплопроводность, рассматривались во многих работах (Кобранова, 1962; Любимова, Люсова, Фирсов, 1964; Любимова, Старикова, Шушпанов, 1964; Ржевский, Новик, 1967, и др.). Они делятся на две группы: 1) отражающие петрохимические и структурно-текстурные особенности породы (состав, размеры и ориентировка зерен, пористость, влажность) и 2) определяющиеся природными термодинамическими условиями (температура, давление).

Состав и размеры зерен. Со статистической точки зрения, горная порода представляет собой смесь различных минералов с равной вероятностью параллельного и последовательного расположения их зерен. Поэтому общая теплопроводность породы зависит от теплопроводности составляющих ее минералов. Например, для породы, состоящей из двух минералов, средняя теплопроводность, согласно В. В. Ржевскому и Г. Я. Новик (1967), может быть выражена эмпирическим соотношением

$$\lambda_{\text{ср}} = \frac{3\lambda_2 - 2V_1(\lambda_2 - \lambda_1)}{3\lambda_1 + V_1(\lambda_2 - \lambda_1)} \lambda_1,$$

в котором λ_1 и λ_2 — теплопроводности двух составляющих породу минералов, причем $\lambda_1 > \lambda_2$, а V_1 — относительный объем, занимаемый минералом с теплопроводностью λ_1 .

Теплопроводность уменьшается с уменьшением размера зерен (рис. 1). Это связано с увеличением числа контактов между зернами на пути движения теплового потока, а контакты обладают большим тепловым сопротивлением, чем кристаллы. Поэтому структурно-текстурные особенности пород существенно влияют на теплопроводность. При прочих равных условиях теплопроводность мелкокристаллических пород меньше, чем крупнокристаллических, а у последних обычно меньше, чем у основных порообразующих минералов. Вообще же тепло-

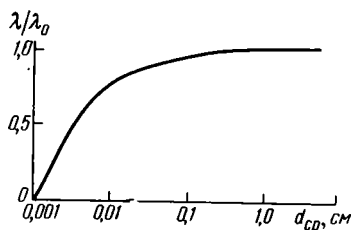


Рис. 1. Расчетная кривая зависимости теплопроводности пород от размеров зерен (по В. В. Ржевскому и Г. Я. Новичку, 1967)

λ_0 — теплопроводность монокристалла; λ — теплопроводность породы; $d_{ср}$ — средний размер зерен в см

проводность кристаллических пород в 2—8 раз больше, чем у стекловатых пород того же состава. Для осадочных пород важны также количество, состав и структура цемента — глинистый цемент имеет меньшую теплопроводность, чем карбонатный или кварцевый; породы с поровым цементом более теплопроводны, чем с базальным, и менее, чем с пленочным.

Ориентировка зерен. Подобно оптическим и другим свойствам, теплопроводность большинства кристаллов анизотропна. Так, теплопроводность кварца параллельно оси С составляет $30 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град, а перпендикулярно — $15,8 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град; в полевом шпате по трем направлениям она равна $6,3 \cdot 10^{-3}$, $9,0 \cdot 10^{-3}$, $10,0 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. Поэтому теплопроводность поликристаллических агрегатов зависит от ориентировки кристаллов по отношению к направлению потока тепла, т. е. горные породы также могут быть анизотропны. Это относится к слоистым и сланцеватым породам (осадочным, метаморфическим), формирование которых сопровождается определенным упорядочением ориентировки составляющих их минеральных зерен. В то же время породы с преимущественно беспорядочным, хаотическим расположением зерен, как, например, большинство изверженных, не обладают этим свойством. Теплопроводность в направлении, параллельном слоистости ($\lambda_{\parallel}$), в среднем в 1,1—1,3 раза больше, чем в перпендикулярном ($\lambda_{\perp}$). Для двухслойной породы средние теплопроводности в этих направлениях эмпирически определяются (Ржевский, Новик, 1967) как

$$\lambda_{\perp} = \frac{\lambda_1 \lambda_2}{\lambda_1(1 - V_1) + \lambda_2 V_1}; \quad \lambda_{\parallel} = \lambda_1 V_1 + \lambda_2 (1 - V_1),$$

где λ_1 и λ_2 — теплопроводности двух слоев, относительное содержание которых в породе составляет соответственно V_1 и $(1 - V_1)$.

Пористость и влажность. Теплопроводность сухих пористых пород, при прочих равных условиях, всегда ниже, чем у монолитных, поскольку теплопроводность всех газов очень низка (у воздуха около $0,55 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град). Теплопроводность увеличивается по мере уплотнения пород. Наличие в порах жидкого заполнителя резко меняет дело, так как в этом случае к кондуктивной передаче тепла по скелету породы добавляется конвективная передача тепла между стенками пор пластовым флюидом.

А. Ф. Чудновский (1954) для идеализированной структуры дал следующую приближенную формулу, связывающую теплопроводность сухих и увлажненных пород:

$$\lambda = \lambda_0 \left(\frac{d\lambda}{dW} \right) W,$$

где λ_0 и λ — коэффициенты теплопроводности материала соответственно в сухом и влажном состояниях, W — объемная влажность породы в %, $d\lambda/dW$ — прирост теплопроводности с увеличением объемной влажности на 1%. Так как заполнителями порового пространства могут быть вещества с различными тепловыми свойствами (мало минерализо-

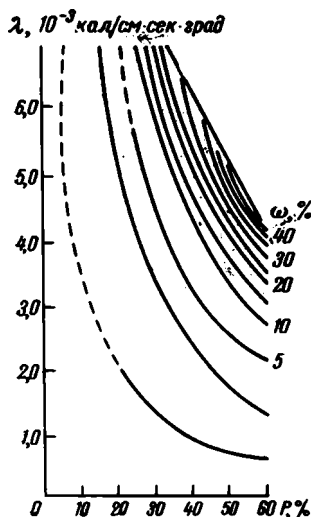


Рис. 2. Зависимость теплопроводности от пористости при разных влажностях (по Любимовой, Стариковой, Шушпанову, 1964)

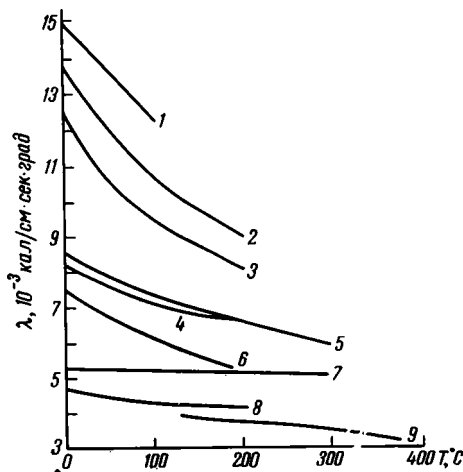


Рис. 3. Изменение теплопроводности в зависимости от температуры (по Любимовой, Стариковой, Шушпанову, 1964)

1 — кварцит; 2 — кварцевый песчаник; 3 — дунит; 4 — известняк; 5 — гранит; 6 — мрамор; 7 — диабаз; 8 — сланец; 9 — известняк доломитизированный

ванная вода, рассолы нефти), изменение теплопроводности насыщенных ими пород по сравнению с сухими тоже неодинаково. В целом этот фактор, один из самых важных, изучен еще недостаточно. На рис. 2 изображены зависимости теплопроводности от пористости для породы одного и того же состава при разных влажностях, дающие общее представление о ее значении.

Температура и давление. Эти факторы изменяют теплопроводность пород в различном направлении и в разной степени. Повышение температуры усиливает хаотичность движения и взаимодействия частиц кристаллической решетки. Это уменьшает теплопроводность веществ (рис. 3). Рост давления обычно увеличивает теплопроводность пород одной и той же плотности (за счет улучшения контактов между зернами и пр.). В термодинамических условиях земной коры более важен первый фактор: так, на рис. 3 видно, что увеличение температуры от 0 до 200° уменьшает теплопроводность кварцевого песчаника примерно в 1,5 раза. Поэтому несоответствие величин теплопроводности, определяемых при термодинамических условиях поверхности, существующим на глубине, необходимо учитывать в региональных геотермических построениях. Рост же теплопроводности при увеличении давления крайне мал, и поправки на влияние этого фактора несущественны.

Изменения пород в процессах литогенеза. Происходящие в последовательных стадиях литогенеза многообразные изменения пород — от структурно-текстурных до минералогических — приводят к изменениям их тепловых свойств. Степень вторичных преобразований зависит от исходного литологического состава пород и стадии развития процесса. Наиболее интенсивному и быстрому изменению подвергаются глинистые породы, менее интенсивному — полимиктовые песчаники, известняки и вулканогенно-осадочные породы, еще менее интенсивному — кварцевые песчаники. Одним из основных последствий этих преобразований является

уменьшение общей пористости и проницаемости пород, что вместе с минералогическими изменениями приводит к возрастанию кондуктивной теплопроводности и ухудшению возможностей конвективного теплопереноса.

Наиболее полно пористость и проницаемость изучены в верхнем 5—7-километровом слое литосферы. Средняя общая пористость пород в этом интервале, по данным Г. А. Максимовича (1942), выведенная на основании нескольких тысяч определений, составляет для коры выветривания 50%, для осадочного чехла 25%, для метаморфических пород 2%

Т а б л и ц а 11

Изменение пористости и проницаемости осадочных пород в процессе литогенеза

Породы	Эпигенез		Метагенез	Региональный метаморфизм
	начальный	глубинный		
Глинистые	Глины	Аргиллиты	Глинистые сланцы	Филлиты
пористость, %	50—20	20—5	5—2	2—0,2
проницаемость, мд	10^{-3} — 10^{-5}	10^{-1} — 10^{-3}	Практически непроницаемы	
Песчаные	Пески	Песчаники	Кварцитопесчаники	Кварциты
пористость, %	40—20	20—5	5—2	2—0,5
проницаемость, мд	1000—100	100—10	50—0	Практически непроницаемы
Карбонатные	Известняки и доломиты		Известковые сланцы	Мрамор
пористость, %	20—1		5—0,4	2—0,2
проницаемость, мд	1000—0		Практически непроницаемы	

и для гранитно-базальтовой оболочки 1,5%. Степень вторичных изменений пород возрастает по мере их погружения, вследствие чего комплексы пород, прошедших одну и ту же стадию преобразований, занимают определенные позиции в вертикальном разрезе и современном структурном плане земной коры. Убывание пористости и проницаемости в процессе литогенеза, отвечающее в общем тенденции их изменения с глубиной, иллюстрируется табл. 11, составленной по данным Н. Б. Васильевича (1960), А. Г. Коссовской, Н. В. Логвиненко, В. Д. Шутова (1957), Б. К. Прошлякова (1960), Э. Э. Фотиади (1957) и др.

Наиболее статистически обоснованы эти оценки для пород, прошедших стадию эпигенеза, о метаморфизованных породах имеются только единичные данные. Проницаемость пород, прошедших стадию начального эпигенеза, колеблется в очень широких пределах в зависимости от литологического состава и структурных особенностей. Так, в группе песков и песчаников она колеблется от единиц до тысяч миллидарси, что определяется размерами и соотношением слагающих фракций, количеством и типом цемента, большим разнообразием первичных структур и т. д. Аналогичное положение наблюдается в кавернозных известняках и доломитах. Поэтому указать средние значения проницаемости для стадии начального эпигенеза довольно трудно. Все же наибольшее число определений для песчаных и карбонатных пород (в последних большей частью за счет значительной раскрытости трещин) попадает в интервал от 1000 до 100 мд. По классификации Г. И. Теодоровича, такие породы могут быть отнесены к хорошо проницаемым. Проницаемость глин приводится в табл. 11 по экспериментальным данным М. А. Сунцова (1963), причем верхний предел относится к суглинкам, нижний — к типичным глинам.

На стадии глубинного эпигенеза начинается переработка первичных структур. Развиваются структуры перекристаллизационные, регенерационные, микростилолитовые и другие, гораздо более сложной конфигурации, чем первичные. Единый характер происходящих в породах изменений, обусловленных в основном давлением и выражающихся в более плотной упаковке зерен, предопределяет сужение интервала колебаний проницаемости. В стадии метатенеза первичные структуры полностью замещаются вторичными — мозаичными, кварцитоподобными, сегрегационными и другими, а впоследствии — типичными метаморфическими. Одновременно изменяются и текстурные особенности пород. Развиваются сланцеватость, кливаж, микротрещиноватость и некоторые другие явления, несколько увеличивающие проницаемость. Все же в целом проницаемость пород, прошедших стадию раннего метатенеза, обычно существенно ухудшается. Например, породы среднего и нижнего структурных этажей горноскладчатых областей, прошедшие стадию глубинного метатенеза, обладают низкой пористостью и часто практически непроницаемы, независимо от их литологического состава.

Менее изучены изменения проницаемости трещиноватых пород. В целом трещиноватость и определяемая ею проницаемость затухают с глубиной. Но нужно учитывать, что трещиноватость массивных осадочных пород (карбонатных, песчаных) сохраняется в стадии эпигенеза на больших глубинах. В прошедших же стадию метатенеза породах среднего и нижнего структурных этажей горноскладчатых областей большое значение имеет трещиноватость, обусловленная тектоническими движениями. Следует обратить внимание и на временное увеличение проницаемости глинистых пород в процессе их литификации — от 10^{-3} — 10^{-6} мд в стадии начального эпигенеза до 10^{-1} — 10^{-2} в стадии глубинного эпигенеза, — сменяющееся затем уменьшением на стадиях более глубокого преобразования. Большое влияние на проницаемость пород оказывает образование в трещинах и порах вторичных минералов — кварца, кальцита, каолинита и др. Это значительно снижает общую проницаемость породы, особенно в стадии метатенеза.

Пористость метаморфических и магматических пород обычно колеблется от 0,1 до 1—2, реже — до нескольких процентов. Например, у кварцитов она, как правило, составляет 0,1—1%, у мраморов — 0,2—0,8%, филлитов — 0,2—2%, гранитов и гнейсов — 0,02—0,6%, базальтов — 0,4—0,5%, диабазов — 0,2—1,2%, т. е. чаще всего менее 1%.

Хотя при высоком всестороннем давлении часть пор и трещин закрывается (по данным М. П. Воларовича, 1966, при давлении 4000 кг/см^2 закрывается 10—30% объема пор)¹, в условиях резких перепадов температуры из-за неодинакового термического расширения разных минералов микротрещины и поры должны существовать и в самых нижних частях литосферы и, вероятно, даже в верхах мантии (до глубины 200 км). В тех же породах, где трещиноватость и сверхкапиллярные поры существуют, циркуляция растворов и тем более парорастворов может происходить и в капиллярных порах. Такое движение возможно в случае, когда величина движущей силы напоров значительно превышает молекулярные силы, действующие на поверхности раздела твердой и жидкой фаз. В уплотненных породах, имеющих лишь субкапиллярные поры, передвижение раствора происходит за счет диффузии его компонентов вдоль границ зерен и диффузии через кристалл.

При температурах 600—700° граниты переходят в пластическое состояние, а в присутствии воды — в настоящий расплав. При этом, естественно, поры и трещины в них исчезают. Но в земной коре такие

¹ При равном всестороннем давлении полному закрытию существующих пустот мешают заполняющие их флюиды.

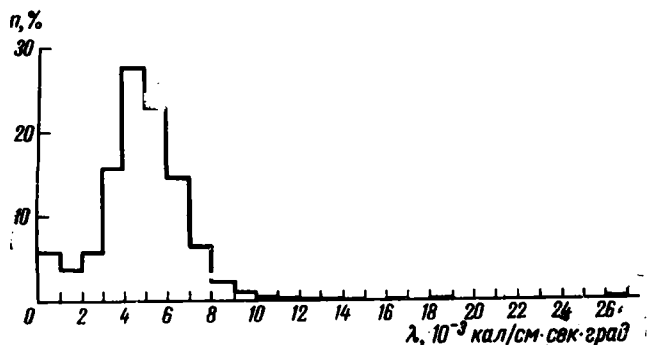


Рис. 4. Гистограмма величин теплопроводности горных пород территории СССР (общая совокупность имеющихся экспериментальных данных)

термодинамические условия, за исключением сравнительно небольших геотермически активных участков (вулканические районы, горные сооружения подвижных поясов), реализуются лишь в нижней ее части, отвечающей «базальтовому» слою. Слагающие этот слой основные породы могут стать пластичными только при более высоких температурах, существующих лишь в подкоровых областях или на тех же ограниченных геотермически активных участках коры.

В целом сейчас можно заключить, что относительное перемещение водно-паровых растворов в принципе возможно в пределах всей земной коры и, вероятно, глубже. Так как общая проницаемость недр геотермически активных участков выше, чем других районов, то здесь миграция водных масс должна быть более интенсивной и условия для поступления ювенильных вод из мантии более благоприятными.

Теплопроводность горных пород. В последние годы в нашей стране резко возросло число экспериментальных данных о теплопроводности горных пород, и накопление этих сведений идет все возрастающими темпами. Е. А. Любимовой, У. Н. Моисеенко, Г. М. Сухаревым, С. В. Власовой, А. С. Джамаловой, Б. А. Яковлевым, В. В. Гордиенко и многими другими исследователями получены ценные материалы о теплофизических свойствах геологических разрезов ряда районов Балтийского и Украинского щитов, Волго-Уральской антеклизы, Алтае-Саянской складчатой системы, Донбасса, Скифской плиты, Индоло-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов, Большого Кавказа, Карпат, Сахалина. Эти данные характеризуют породы разного возраста (от докембрия до неогена), относящиеся к формациям разного типа (платформенным, орогенным, геосинклинальным), и существенно уточняют представления о величине и вариациях теплопроводности тех или иных литологических разностей.

На рис. 4 представлена сводная гистограмма, обобщающая результаты экспериментального изучения теплопроводности более чем 1500 образцов горных пород из различных районов СССР. Пределы установленных значений весьма широки — от $0,1 \cdot 10^{-3}$ до $26,5 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. В 80% случаев теплопроводность заключена в диапазоне $(3-7) \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. Наибольшая плотность вероятности (27,6% случаев) соответствует значениям от $3 \cdot 10^{-3}$ до $4 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. На сводной гистограмме объединены все имеющиеся экспериментальные данные без учета различий в составе пород и других их особенностей. Табл. 12 и рис. 5 дают более дифференцированную картину. Как видно из этих материалов, среди осадочных пород резко выделяются наименьшей теплопроводностью угли — в среднем меньше $1 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. Весьма низка также теплопроводность песков — $2,8 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. Остальные разности характеризуются довольно близкими значениями — от $3,2 \cdot 10^{-3}$ до $5,4 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град (при этом теплопроводность карбонатных пород

Теплопроводность горных пород

Породы	Число образцов	Теплопроводность, 10^{-3} кал/см·сек·град				
		мин.	макс.	средн.	при плотностной вероятности $>10\%$	
					мин.	макс.
Глины	128	1,5	6,5	3,24	2,5	4,5
Глинистые сланцы	165	1,5	8,5	4,81	3,5	6,5
Аргиллиты	84	2,5	7,5	5,18	3,5	5,5
Алевриты	100	1,5	9,5	5,19	3,5	7,5
Пески	16	0,1	5,5	2,8	0,1	4,5
Песчаники	360	0,5	9,5	5,2	3,5	6,5
Кварциты	8	8,5	18,5	12,5	8,5	18,5
Известняки	247	1,5	7,5	5,18	4,5	6,5
Мергели	38	2,5	6,5	4,95	3,5	6,5
Мел	7	1,5	5,5	4,36	—	—
Доломиты	23	3,5	9,5	5,4	4,5	6,5
Туфы, туфобрекчии	32	2,5	8,5	4,84	3,5	5,5
Граниты	46	3,5	8,5	6,0	4,5	7,5
Гранодиориты	34	3,5	7,5	5,3	4,5	5,5
Спелиты	4	3,5	12,5	—	—	—
Базальты, диабазы	9	3,5	8,5	6,2	—	—
Габбро, пироксениты	5	5,5	9,5	—	—	—
Порфириты	48	1,5	6,5	4,8	4,5	5,5
Роговики	2	10,5	11,5	—	—	—
Угли	90	0,1	3,5	0,71	0,1	1,5
Железные руды (сидеритолиты, окисные и сульфидные)	34	1,5	26,5	7,4	2,5	11,5
Каменная соль, ангидриты . .	5	2,5	10,6	—	—	—

несколько выше, чем терригенных, и варьирует меньше), и лишь каменная соль и ангидриты отличаются высокой теплопроводностью — около $10 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. Такого же порядка, как у каменной соли, — в среднем около $10 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град — теплопроводность железных руд различного состава, достигающая иногда максимальных из известных значений (более $26 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град). Изверженные породы в целом характеризуются теплопроводностью несколько большей, чем осадочные ($5 \cdot 10^{-3}$ — $8 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град). Метаморфические породы, кроме кварцитов, имеющих хорошую теплопроводность ($8,5 \cdot 10^{-3}$ — $18,5 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град), охарактеризованы единичными данными, не позволяющими сделать обобщающие выводы.

Имеющийся материал дает возможность провести более подробную дифференциацию. Учитывая влияние на теплопроводность пород изменений их состава и строения в течение геологической истории, данные по каждой из литологических групп, для которых сделано достаточно много определений, были сгруппированы по принципу возрастной принадлежности пород — к образованиям докембрийского, палеозойского и мезо-кайнозойского возраста. Результаты этого разделения представлены на рис. 6. Из него видно, что более древние породы, как правило, имеют и более высокую теплопроводность. Особенно ясно эта зависимость прослеживается в рядах песчаных и глинистых пород. Для получения более объективных доказательств различий теплопроводности разновозрастных пород

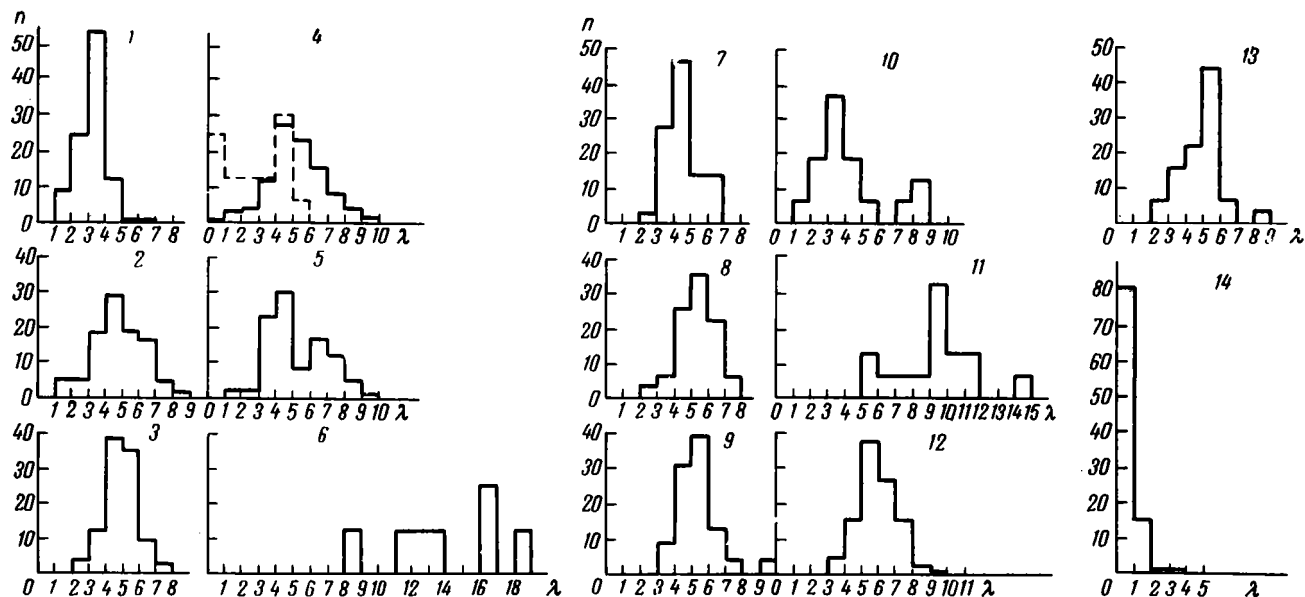


Рис. 5. Гистограммы величин теплопроводности пород различного состава

n — частость в %; λ — теплопроводность в 10^{-3} кал/см · сек · град

1 — глины; 2 — глинистые сланцы; 3 — аргиллиты; 4 — пески и песчаники; 5 — алевролиты; 6 — кварциты; 7 — мергели; 8 — известняки; 9 — доломиты; 10 — сидеритолиты; 11 — руды; 12 — туфы, туфобрекчии; 13 — граниты; 14 — угли

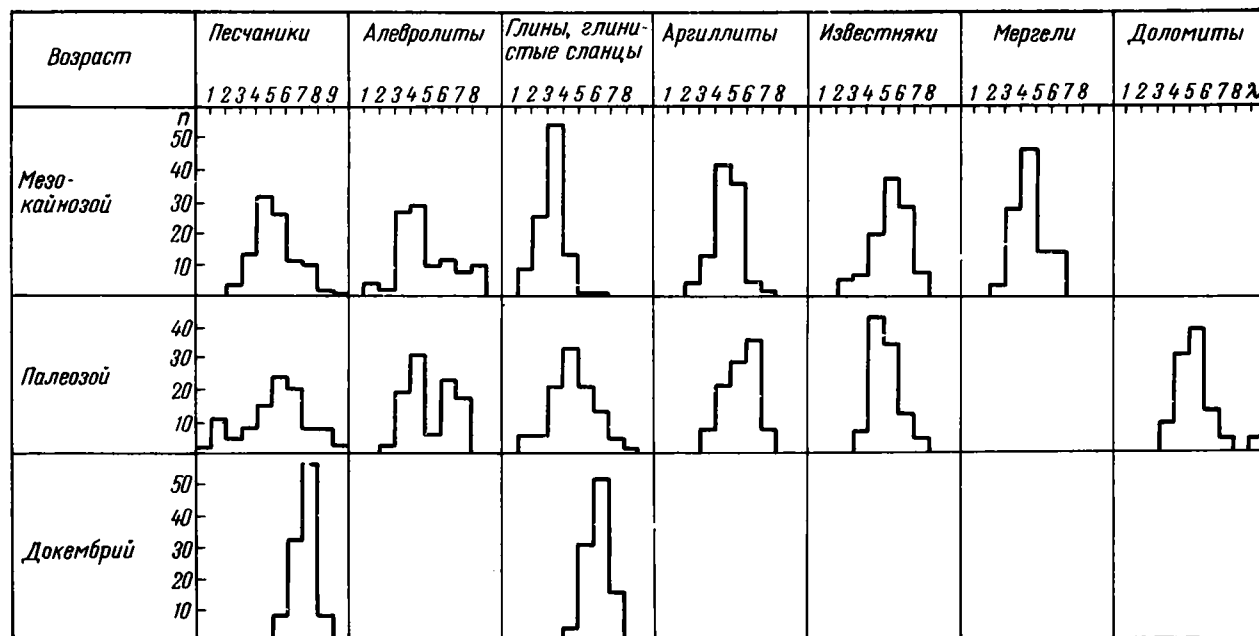


Рис. 6. Гистограммы величин теплопроводности пород различного возраста
 n — частость в %; λ — теплопроводность в 10^{-3} кал/см · сек · град

была проведена статистическая обработка данных по песчаникам как наиболее представительной по числу экспериментальных определений литологической разности. Результаты этой обработки, представленные в табл. 13, подтверждают сделанный вывод. Такая тенденция в изменении теплопроводности оттеняет роль времени как важнейшего фактора геологических преобразований и легко увязывается с представлением о том, что чем древнее порода, тем более глубокими изменениями она затронута.

Таблица 13

Результаты статистической обработки экспериментальных данных по теплопроводности песчаников

Возраст	Кол-во образцов n	Среднее значение теплопроводности $\bar{\lambda}$	Среднее квадратичное отклонение S^2	Основное отклонение S	Закон распределения (оценка по критерию согласия Пирсона)
Палеозой — мезозойский	327	5,2	3,32	1,821	Бликий к нормальному
Палеозойский	101	5,7	2,7	1,643	Нормальный
Мезозойский	191	5,4	1,582	1,259	Логнормальный

В чистом, незавуалированном виде зависимость между величиной теплопроводности и степенью вторичного преобразования пород иллюстрируется табл. 14, составленной по приведенным материалам и дополненной в отношении некоторых литологических разностей обобщенными данными, содержащимися в зарубежных сводках (например, Берч, Шерер, Спайсер, 1949, и др.).

Таблица 14

Изменение теплопроводности пород (в 10^{-3} кал/см·сек·град) в процессе литогенеза

Породы	Эпигекез		Метагекез	Региональный метаморфизм
	начальный	глубинный		
Глинистые	Глины 2,5—4,5	Аргиллиты 3,5—5,5	Глинистые сланцы 3,5—6,5	Филлиты 7,0
Песчаные	Пески и песчаники 0,1—6,5		Кварцитопесчаники 8,5	Кварциты 18,5
Карбонатные	Известняки и доломиты 4,5—6,5		Известковые сланцы 5,0—8,5	Мрамор 5,0—8,9

Попытка обнаружения сходных зависимостей разделением литологически однотипных пород по принципу принадлежности к разным типам формаций пока не дает оснований для однозначных выводов. Можно лишь предварительно заключить в отношении геосинклинальных формаций, что слагающие их породы имеют более высокую теплопроводность, чем их литологические аналоги из орогенных и платформенных формационных комплексов; зато между последними различий не улавливается. Уточнение этого вопроса требует дальнейшего накопления данных.

Кондуктивные теплотери Земли. Теплопроводность литосферы определяет возможность оттока тепла, генерирующегося в недрах Земли, в космическое пространство. Измерения кондуктивного теплового потока, анализируемые в главе IV, позволили подсчитать общий энергетический эффект этого процесса (Смирнов, 19666). В результате его Земля ежегодно теряет $(1,9 \pm 0,19) \cdot 10^{20}$ кал или $(8,0 \pm 0,8) \cdot 10^{27}$ эрг, т. е. в удельном выражении в среднем $1,18 \cdot 10^{-6}$ кал с каждого квадратного сантиметра поверхности за секунду.

КОНВЕКТИВНОЕ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛУБИННОГО ТЕПЛА В ПРЕДЕЛАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Как отмечалось выше, конвективный теплоперенос в земной коре имеет в целом второстепенное значение. Его агентами являются подземные воды и другие пластовые флюиды, а также внедряющиеся в литосферу магматические расплавы и гипотетические дериваты мантии. Особенно часто обсуждается (Макаренко, 1948а, 1960, 1961 и др.; Овчинников, 1940, 1946; А. Н. Огильви, 1932; Н. А. Огильви, 1951, 1956, 1959 и др.) роль подземных вод в связи с их повсеместным распространением в литосфере, высокой миграционной способностью, большой теплоемкостью и активным участием в геологических процессах и явлениях.

Перераспределение и вынос глубинного тепла подземными водами

На каждом конкретном участке литосферы масштабы водного теплопереноса определяются физическим состоянием воды и степенью ее подвижности (подробнее см. в главе V). За исключением отдельных более или менее ограниченных зон, в земной коре господствуют термодинамические условия, при которых вода находится в жидкой фазе. Но только в самой верхней части континентальной коры, охватывающей максимум первые 5—10 км геологического разреза, подземные воды более или менее активно перемещаются (под действием силы тяжести), находясь в постоянном обмене с водами поверхностными и атмосферными. Именно здесь процессы конвективного теплопереноса проявляются в наибольших масштабах. В более глубоких горизонтах литосферы вследствие гораздо худших водопроводящих свойств пород и уменьшения влияния поверхностных нарушений гидростатического равновесия (положения базисов дренирования), приводящих в движение природные водонапорные системы, гравитационная подвижность воды резко снижается. Преобладающей формой миграции ее является диффузия. В связи с этим участие воды в переносе тепла на этих глубинах незначительно. Но на участках, где природные термодинамические условия предопределяют возможность перехода воды в парообразное состояние (в тектонически активных поясах земной коры), она является важным агентом теплопереноса. Пар обладает гораздо большей миграционной способностью, чем вода, что связано прежде всего с его малой вязкостью. Кроме того, в субкритических условиях проницаемость пород увеличивается из-за образования микротрещин и пор в результате неодинакового термического расширения минералов.

В результате активной циркуляции подземных вод перепад температуры по глубине (геотермический градиент, выражающийся как $\text{grad } T = \Delta T / \Delta H \rightarrow dt/dH$) уменьшается. Это заметно уже в пределах отдельных водоносных комплексов, где такое явление обусловлено большей теплопроводностью водонасыщенных пород и, по-видимому, свободной конвекцией.

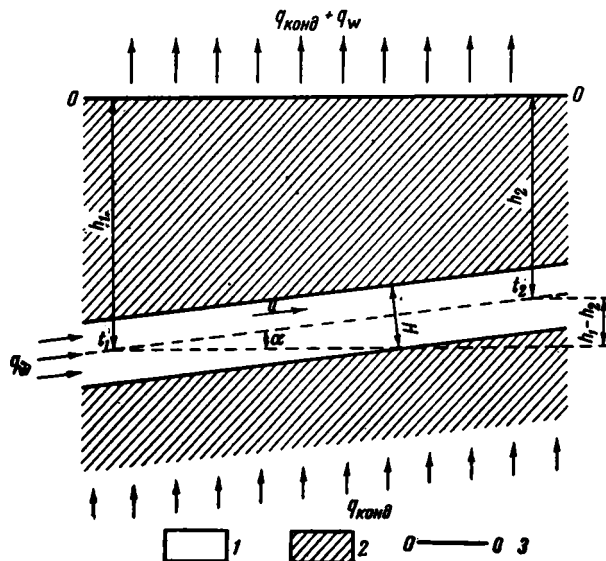


Рис. 7. Схема расчета количества тепла, переносимого подземными водами при движении по пласту (по Н. М. Кругликову, 1963)

1 — водоносный горизонт мощностью H , м; 2 — водоупорные (глинистые) толщи; 3 — поверхность Земли; $q_{\text{конд}}$ — кондуктивный тепловой поток; q_w — количество тепла, переносимое водами; u — действительная скорость воды по пласту ($u = v/m$, где v — скорость фильтрации, m — средняя величина эффективной пористости пласта); t_1 и t_2 — температура воды соответственно на глубинах h_1 и h_2 ; α — угол наклона водоносного пласта

Но особенно ярко оно выражено на участках преимущественно вертикального движения подземных вод — нисходящего в области питания и восходящего в области разгрузки. В первом случае оно сопровождается заметным снижением температур по разрезу, отражающим охлаждение недр, а во втором — общим повышением температур, свидетельствующим об отдаче поднимающимися водами тепла в горные породы.

В наиболее строгой математической форме последствия вертикального движения подземных вод рассмотрены Н. А. Огильви (1959), который показал, что в этом случае геотермический градиент изменяется с глубиной по экспоненциальному закону:

$$\text{grad } T_H = \text{grad } T_{H=0} e^{-\frac{v\rho c}{\lambda}},$$

где $\text{grad } T_H$ — градиент на глубине H ; $\text{grad } T_{H=0}$ — начальный градиент при $H=0$; v — скорость фильтрации (положительная в случае восходящего движения и отрицательная при нисходящем); ρ — объемный вес воды; C — ее теплоемкость; λ — кондуктивная теплопроводность пород, в которых движется вода.

Тот же исследователь определил критическую скорость фильтрации подземных вод — 4 мм/год , при превышении которой перераспределение тепла подземными водами играет решающую роль в тепловом режиме недр (Огильви, 1956).

Схему количественной оценки возможного теплообмена между движущимися водами и вмещающими их породами предложил Н. М. Кругликов (1963). Он показал, что количество тепла q_w , выделяющееся из потока подземных вод, т. е. теряемое им при движении по водоносному пласту (рис. 7), выражается соотношением

$$q_w = \text{grad } T_\lambda \cdot H \cdot v \cdot \text{tg } \alpha \cdot C\rho,$$

где $\text{grad } T$ — геотермический градиент в данной обстановке; H — мощность водоносного горизонта (комплекса); v — скорость фильтрации подземных вод, рассчитанная с учетом наклона пласта; α — угол наклона пласта.

Н. М. Кругликов подчеркивает, что «перераспределение тепла (между водой и вмещающими породами. — Авт.) произойдет лишь в том случае, если поток движется по наклонному горизонту или иной наклонной проводящей зоне. При горизонтальном движении и постоянной плотности теплового потока в пределах рассматриваемого участка тепловой эффект потока, очевидно, должен быть равен нулю, поскольку на данный участок вода приходит и уходит с одной и той же температурой» (1963, стр. 261). Последняя оговорка весьма важна, так как, вообще говоря, в природе возможны условия, при которых и горизонтальное движение подземных вод сопровождается теплообменом с вмещающими породами. Правильнее было бы сказать, что такой теплообмен возможен лишь при движении водного потока под углом к направлению геоизотерм, и именно этот угол принимать при расчете за α . В то же время угол наклона пласта к горизонту, играющий роль при вычислении истинной скорости фильтрации, следует также принимать в расчет, введя для него иное обозначение.

В свете изложенного выше ясно, что при разгрузке нагретых на глубине подземных вод из недр Земли удаляется тепло. Его количество может быть оценено двумя путями: по дебиту и температуре восходящих источников и (более строго) посредством балансовых гидродинамических расчетов. Однако для правильных суждений о месте этого процесса в энергетике Земли необходимо еще учитывать взаимосвязь кондуктивных и конвективных теплопотерь.

Общий вынос тепла водами. Первую общую оценку выноса тепла подземными водами дал Е. Н. Люстих (1959). Исходя из предположения, что $\frac{2}{3}$ выпадающих атмосферных осадков выходят впоследствии на поверхность Земли в виде источников с избыточной температурой 1° (превышением над температурой «нейтрального слоя», или поверхности геотермозоны), он оценил эти теплопотери величиной $3 \cdot 10^{27} \text{ эрг/год}$, подчеркнув, что они почти равны кондуктивным теплопотерям Земли.

Более надежные результаты можно получить, основываясь на величине подземного питания рек. Согласно Б. И. Куделину (1966), подземный сток в реки СССР составляет $1060 \text{ км}^3/\text{год}$ (эта цифра еще нуждается в уточнении). Задаваясь той же, что и Е. Н. Люстих, величиной его избыточной температуры (1°C), получаем вынос тепла подземными водами на площади всей страны, равным $3,36 \cdot 10^{10} \text{ кал/сек}$, или в удельном выражении $1,6 \cdot 10^{-7} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Это уже на порядок меньше средней величины кондуктивных теплопотерь.

Однако известно, что в земной коре степень динамичности подземных вод уменьшается с глубиной. Рассматривая подземный сток в реки, Ф. А. Макаренко (19486) выделяет в вертикальном разрезе верхнюю зону интенсивного или грунтового стока, среднюю зону замедленного стока и нижнюю зону относительно застойных вод. Границы между зонами определяются положением базисов дренирования. Уровень местных дрен — речных долин — отделяет верхнюю зону от средней, а положение региональной дрены — уровня Мирового океана — служит границей между средней и нижней зонами. Различия в интенсивности подземного стока в каждой из зон Ф. А. Макаренко оценивает величиной коэффициента динамичности, который в верхней зоне равен 1,0, в средней 0,1—0,01, а в нижней 0,001—0,0001.

Эти данные показывают, что роль средней и нижней гидродинамических зон в подземном питании рек не может быть существенной; она почти нацело определяется режимом верхней зоны активного водообмена,

воды которой составляют более 99% в общей массе подземного стока (Макаренко, 19486).

Зона грунтового стока в общем соответствует той части литосферы, тепловой режим которой определяется не внутриземными факторами, а солнечной инсоляцией. Поэтому подавляющая часть массы грунтового стока не может оказывать никакого воздействия на перераспределение глубинного тепла. Таким образом, только воды средней и нижней гидродинамических зон способны при разгрузке выносить внутриземное тепло. Количество разгружающихся подземных вод этих зон будет, очевидно, на два порядка меньше величины общего подземного стока. Однако у вод нижних гидродинамических зон можно ожидать более высокую, чем 1° , избыточную температуру. Известно, в частности, что в области современного вулканизма местами на поверхности Земли разгружаются воды, избыточная температура которых близка к 100° . Принимая эту цифру за верхний предел, оцениваем диапазон возможных значений регионального выноса тепла подземными водами как $1,6 \cdot 10^{-9} - 1,6 \cdot 10^{-7} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$, причем последняя цифра является заведомым преувеличением, отвечающим исключительно локальным условиям.

Иногда высказываются мнения о значительно большем участии глубоких артезианских вод — вод нижних гидродинамических зон в подземном стоке. Однако лишь в редких случаях сторонники таких взглядов подкрепляют их количественными характеристиками. Таковы, например, оценки Б. И. Куделина (1960), считающего артезианский сток в левобережной части бассейна Днепра равным не менее чем 30% общей массы подземного стока, или данные И. М. Черненко (1965), согласно которым артезианское питание Аральского моря составляет 9% подземного стока. Все же большинство имеющихся на сегодня данных заставляет считать такие соотношения между артезианским и общим подземным стоком нетипичными для подземной гидросферы. Но даже если бы на всей территории СССР доля вод средней и нижней гидродинамических зон составляла не сотую, а десятую массы подземного стока, то и тогда удельный вынос ими тепла сравнялся бы с кондуктивными теплопотерями лишь при избыточной температуре в 100° . Это явно не соответствует действительности. Судя по всему, региональный вынос тепла подземными водами в удельном выражении не может превышать $1,6 \cdot 10^{-7} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$ (табл. 15), и эта величина является максимальной поправкой к региональным кондуктивным теплопотерям, если последние определяются в зоне возможного перемещения воды.

Естественно, что в отдельных районах со специфическими значениями величин подземного стока и избыточной температуры могут наблюдаться те или иные отклонения от средних значений. Так, в Приаралье, по данным И. С. Пашковского, разгружается около 400 тыс. $\text{м}^3/\text{сутки}$ артезианских вод, причем 300 из них разгружаются сосредоточенно, образуя локальные очаги общей площадью 300 км^2 . Температура в верхней части разреза очагов разгрузки на 10° превышает фоновую для этих глубин. Из этих данных следует, что удельный вынос тепла водами на участках сосредоточенной разгрузки составляет $1,2 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$, что равно средней величине кондуктивных теплопотерь. В то же время применительно ко всей площади распространения артезианских вод в этом районе величина конвективного выноса оказывается равной всего лишь $1,4 \cdot 10^{-8} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$, причем эта оценка основана на той же величине избыточной температуры, какая наблюдается лишь в очагах концентрированной разгрузки; на самом же деле она, вероятно, меньше.

В восточном Предкавказье, по расчетам С. И. Сергиенко, подземные воды в виде термальных источников выносят 14 840 ккал/сек , а с учетом скрытой разгрузки — 44 500 ккал/сек , что соответствует удельным кон-

вективным теплотерям $1 \cdot 10^{-7}$ ккал/см²·сек. Это согласуется с данной выше общерегиональной оценкой. И только учет искусственно возбужденной разгрузки (самоизлива скважин), как отмечает Сергиенко, увеличивает конвективные теплотери в этом районе до значений, сопоставимых с кондуктивными.

Таблица 15

Возможные средние величины выноса тепла подземными водами
(в ккал/см²·сек)

Доля артезианского питания в подземном стоке, %	Избыточная температура, °C		
	100	10	1
50	$0,8 \cdot 10^{-5}$	$0,8 \cdot 10^{-6}$	$0,8 \cdot 10^{-7}$
10	$1,6 \cdot 10^{-6}$	$1,6 \cdot 10^{-7}$	$1,6 \cdot 10^{-8}$
1	$1,6 \cdot 10^{-7}$	$1,6 \cdot 10^{-8}$	$1,6 \cdot 10^{-9}$

Примечание. Величина подземного стока взята по Б. И. Куделину — $1060 \text{ км}^3/\text{год}$ для всей территории СССР.

Суммарный вынос тепла водами естественных источников и самоизливающих скважин с температурой более 20° (избыточной — более 5°) на территории Грузинской ССР, по оценке М. П. Шаоршадзе (личное сообщение), в удельном выражении близок к $6 \cdot 10^{-8}$ ккал/см²·сек. Уточнения, полагает этот исследователь, вряд ли приведут к значениям, превышающим $1 \cdot 10^{-7}$ ккал/см²·сек.

Для Западно-Туркменского нефтегазоносного бассейна, где подземный сток составляет $0,04 \text{ км}^3/\text{год}$, а избыточная температура (по наблюдениям за источниками) 34°, величина конвективных теплотер оценивалась С. С. Джигути (1962). Из-за ошибки в расчетах этот автор пришел к неверным выводам; пересмотр его данных показывает, что удельный вынос тепла подземными водами составляет $8,6 \cdot 10^{-8}$ ккал/см²·сек. Это также хорошо согласуется с общерегиональной оценкой.

Наконец, в бассейне Дона, еще раньше, чем в других регионах, на основании детального изучения режима и баланса подземного стока удельный конвективный вынос тепла на поверхность Земли был оценен цифрой $5 \cdot 10^{-7}$ ккал/см²·сек (Макаренко, 1966а). В этом расчете за избыточную температуру было принято превышение температуры грунтовых вод над температурой приземного слоя воздуха (3° C). Если допустить, что избыточная температура в три раза меньше, то удельное значение конвективного выноса тепла и в этом регионе совпадает с указанной выше общерегиональной оценкой.

Таким образом, и общие построения, и более детальные порайонные исследования дают в целом одни и те же результаты, свидетельствующие о подчиненной роли конвективного механизма выноса глубинного тепла по сравнению с кондуктивным. Несмотря на это, в литературе можно встретить и противоположные мнения. Так, Н. М. Фролов (1966), в качестве средней для СССР указывает удельную величину выноса тепла водами $0,45 \cdot 10^{-6}$ ккал/см²·сек. Этот исследователь рассматривает общий вынос тепла подземными водами как сумму произведений величин стока из каждой гидродинамической зоны на ее среднюю по глубине температуру. Учитывая абсолютное преобладание в массе подземного стока вод зоны активного водообмена, он пренебрег участием в нем вод более глубоких зон. Вместе с тем, он существенно преувеличил общий эффект

процесса, считая границей верхней гидродинамической зоны уровень региональной дрены — океана, а не местных дрен и игнорируя неравномерность распределения стока по глубине в ее пределах. На самом же деле, подземный сток в подавляющей своей части, как уже было сказано, является грунтовым, да и вообще мощность всей верхней зоны гораздо меньше, чем полагает Н. М. Фролов. Поэтому принятая им в расчетах в качестве средней температуры вод подземного стока температура на уровне половины местной высоты континента значительно больше истинной.

Неправомерные допущения, сделанные этим автором, явились причиной его парадоксальных выводов о необычайно большой величине потерь глубинного тепла в горных странах, где глубина эрозионного вреза и модуль подземного стока максимальны. По его расчетам, средний удельный вынос тепла подземными водами в этих областях имеет порядок $10^{-4}—10^{-5}$ кал/см²·сек. Такие величины известны лишь в районах молодого вулканизма, где они отвечают локальным участкам наибольшей геотермальной активности (очагам разгрузки современных гидротермальных систем и аппаратам действующих вулканов). В целом же этот вопрос требует дальнейшего изучения. Необходимо, помимо уточнения доли вод различных гидродинамических зон в подземном стоке и их избыточной температуры, проанализировать также энергетический эффект их фазовых превращений (испарения-конденсации в зоне аэрации, вскипания глубинных флюидов и др.)

Соотношение кондуктивных и конвективных теплопотерь. Общий характер взаимообусловленности кондуктивной и конвективной составляющих потерь глубинного тепла выявляется следующими рассуждениями.

На каждом участке литосферы общий поток глубинного тепла в удельном выражении $q_{\text{ист}}$ представляет собой алгебраическую сумму кондуктивных q_{λ} и конвективных q_w теплопотерь:

$$q_{\text{ист}} = q_{\lambda} \pm q_w.$$

Знак перед q_w отражает геотермический эффект циркуляции подземных вод (рис. 8). Если в результате их движения перепад температуры в исследуемом интервале глубин уменьшается по сравнению с нормальным (вследствие общего охлаждения недр потоком инфильтрационных вод или прогрева восходящими водами, более теплыми, чем окружающие породы), то кондуктивный поток тепла к поверхности Земли окажется на этом участке меньше, чем общее поступление его из глубины, и поэтому q_w должно рассматриваться как положительная величина. Если же градиент температуры возрастает — ниже зоны влияния инфильтрационного охлаждения или над фронтом поднимающихся вод — то q_w следует учесть со знаком минус.

Заменяя q_w указанным выше соотношением, установленным Н. М. Кругликовым (1963),

$$q_{\text{ист}} = q_{\lambda} \pm \text{grad } T \, H \nu \, \text{tg } \alpha,$$

и выражая градиент температуры в динамической обстановке через кондуктивный теплопоток q_{λ} и теплопроводность пород λ , получаем

$$q_{\text{ист}} = q_{\lambda} \pm q_{\lambda} \frac{H \nu \, \text{tg } \alpha}{\lambda},$$

$$q_{\lambda} = \frac{q_{\text{ист}}}{1 \pm \frac{H\nu \operatorname{tg} \alpha}{\lambda}}.$$

Из данного соотношения следует, что, поскольку общая интенсивность водообмена, выражающаяся в скорости фильтрации ν , в вертикальном разрезе гидродинамических зон быстро убывает сверху вниз, то q_{λ} с увеличением глубины исследования стремится к $q_{\text{ист}}$. Это обстоятельство ограничивает условия представительного определения глубинного теплового потока. Если эти наблюдения проводятся в зоне более или менее интенсивной циркуляции подземных вод, то величина измеряемого кондуктивного теплового потока должна быть скорректирована учетом конвективного теплопереноса. Однако определение последнего в конкретных условиях требует точного количественного изучения подземного стока и температуры инфильтрирующихся и восходящих вод, что всегда представляет значительные методические и технические трудности. Поэтому наиболее надежные данные о масштабах поступления тепла из глубин могут быть получены лишь путем измерения кондуктивного теплопотока ниже регионального базиса дренирования. Но и тогда возможный интервал глубин измерения зависит от положения точки наблюдения относительно областей питания, транзита и разгрузки подземных вод.

Наиболее благоприятны для этих целей области транзита, т. е. преимущественно горизонтального движения подземных вод. В этом случае течение воды направлено практически параллельно геоизотермам, т. е. $\operatorname{tg} \alpha$ в указанном выше соотношении близок или равен нулю, а следовательно, и $q_{\lambda} = q_{\text{ист}}$. Поэтому в таких областях кондуктивный тепловой поток, измеренный уже ниже только местных базисов дренирования, характеризует истинную величину потерь глубинного тепла.

В областях питания подземных вод, связанных с крупными положительными формами рельефа, отзвуки их нисходящего движения могут прослеживаться и на некоторой глубине ниже региональных и местных базисов дренирования; поэтому здесь для получения близких к истинным теплотермам значений кондуктивного теплового потока необходимо проводить такие измерения на глубинах на 500—1000 м ниже уровня моря. Вместе с тем, следует заметить, что величина q_w («съем» тепла подземными водами) в этих областях выше указанных глубин, очевидно, никогда не может превзойти $q_{\text{ист}}$, а обычно намного меньше.

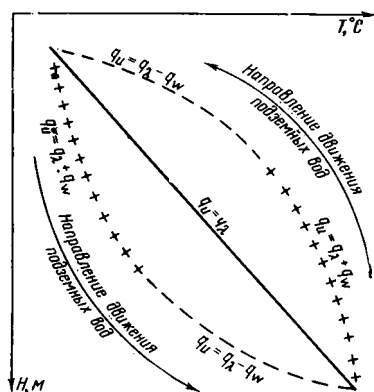


Рис. 8. Схема соотношения кондуктивной и конвективной составляющих потока глубинного тепла при различном характере движения подземных вод

Обозначения см. в тексте

Самые неблагоприятные условия для наблюдений существуют на участках сосредоточенной разгрузки подземных вод, приуроченных к крупным понижениям рельефа. Они оказывают дренирующее влияние не только на зону активного водообмена, но и на более глубоко залегающие водоносные горизонты. Поэтому здесь соответствие между величиной поступления тепла снизу и кондуктивного теплооттока наблюдается лишь на глубинах не менее 1—3 км ниже уровня моря. Именно в этих областях восходящего движения нагретых на глубине подземных вод величина q_w достигает максимума, превосходя в ряде случаев значение $q_{ист}$ в несколько раз. Это объясняется тем, что питание водоносных комплексов происходит на гораздо большей площади, чем их разгрузка, т. е. «сбём» тепла водами охватывает обширные территории, тогда как отдача его концентрируется на сравнительно небольших участках. Тем не менее, высокие значения q_w в областях разгрузки часто привлекаются в поддержку представлений о большом значении водного выноса тепла в энергетике земной коры. Хотя проведенный выше общерегиональный анализ уже показал подчиненное значение теплопотерь, обусловленных разгрузкой подземных вод, остановимся на обсуждении этого факта. С этой целью обратимся к рассмотрению наиболее энергетически мощных проявлений гидротермальной активности — современным гидротермальным системам области новейшего вулканизма, в формировании которых, как считает сейчас большинство их исследователей (например, Аверьев, 1966, и др.; Banwell, 1957; White, 1957), участвуют глубинные пароводные флюиды.

Тепловой эффект разгрузки гидротерм в области современного вулканизма. Общая высокая геотермальная активность этой области обуславливает, в частности, широкое распространение в ее пределах горячих и кипящих источников, гейзеров и паровых струй. Эти формы в большинстве случаев отражают существование в недрах вулканических районов мощных современных гидротермальных систем и связаны с их разгрузкой. Вместе с тем, некоторые отдельные источники или их небольшие группы с температурой менее 100° могут быть связаны с разгрузкой термальных вод, сформировавшихся в региональном тепловом поле или нагретых кратковременно действующими локальными очагами тепла.

Тепловая мощность конкретной гидротермальной системы может быть оценена по выносу тепла каждой из указанных форм термальной активности в открытом (источники, гейзеры, паровые струи) и скрытом видах (разгрузка в поверхностные водотоки и грунтовые потоки) с учетом отдачи тепла с поверхности термальных водоемов и прогретых участков грунта. Общая тепловая мощность таких систем и вынос тепла источниками иного происхождения, очевидно, характеризуют масштабы водного конвективного теплопереноса в области современного вулканизма. Как показывают исследования последних лет (Аверьев, Вакин, 1966), тепловая мощность отдельных систем достигает $5 \cdot 10^6$ — $500 \cdot 10^6$ кал/сек, а удельный вынос тепла на участках формирования гидротермальных систем (обычно десятки квадратных километров) — $(5 \div 25) 10^{-5}$ кал/см²·сек, что на один-два порядка выше, чем средние показатели для Земли.

К настоящему моменту уже более или менее точно установлены величины тепловой мощности, по-видимому, всех крупнейших современных гидротермальных систем мира. Наиболее полная общая сводка составлена Д. Уайтом (White, 1965), по подсчетам которого общий вынос тепла водами вулканических районов оказался равным $2,7 \cdot 10^9$ кал/сек. Однако по ряду причин эта оценка представляется несколько заниженной, в частности из-за отсутствия в сводке Уайта материалов по Курило-Камчатскому региону (за исключением сведений о Паужетском термальном поле, представляющем собой лишь один из очагов разгрузки Паужетской гидро-

термальной системы). Естественно поэтому в данной работе более подробно остановиться на этих материалах.

Еще недавно вынос тепла гидротермами Камчатки оценивался величиной $3 \cdot 10^8$ кал/сек (Поляк, 1966). Самые последние данные, полученные главным образом исследователями Института вулканологии СО АН СССР, а также Камчатского геологического управления, позволили довести эту оценку до $3,2 \cdot 10^8$ кал/сек (табл. 16). Не исключено, однако, что

Таблица 16

Естественная тепловая мощность известных гидротермальных систем и отдельных групп термальных источников Камчатки

Гидротермальные системы и источники	Тепловая мощность, 10^8 кал/сек	Количество групп источников	Суммарный дебит, л/сек	Авторы и организации
Гидротермальные системы:				
Долина Гейзеров	70	—	—	В. В. Аверьев
Паужетская	25	—	—	В. В. Аверьев, В. М. Сугробов
Большой Семьячк	75	—	—	В. В. Аверьев, Е. А. Вакин, Г. Н. Ковалев
Узонская	60	—	—	В. В. Аверьев, Г. Н. Ковалев, Г. Ф. Пилипенко
Больше-Банная	5,6	—	—	В. И. Кононов, Б. Г. Поляк
Киреунская	5,2	—	—	Институт вулканологии СО АН СССР
Источники:				
с температурой 30—70°	33,5	34	630	Камчатское геологическое управление
с температурой 70—100°	43,5	22	510	То же

и эта цифра меньше, чем реальные масштабы явления, так как парогазовые струи некоторых древних (средне- и нижнечетвертичных) вулканов Камчатки могут быть проявлением уже не собственно вулканической, а «поствулканической»¹ или гидротермальной деятельности (Аверьев, Вакин, 1966). Учитывая результаты изучения таких термопроявлений, оценку общего выноса тепла гидротермами вулканических районов Камчатки можно увеличить до $5 \cdot 10^8$ кал/сек.

Гидротермы Курильских островов, по данным Б. В. Стыриковича, ежесекундно выносят $0,75 \cdot 10^8$ кал. Примерно к тем же результатам приводят расчеты, основанные на данных Е. К. Мархинина (1967). Этот исследователь считает, что весь хлор, содержащийся в воде гидротерм, имеет ювенильное происхождение, т. е. поступает в гидросферу вместе с ювенильными водами (такое допущение само по себе весьма спорно), причем соотношение их масс соответствует соотношению в летучих продуктах вулканических извержений (3:97). Так как гидротермы Курил, по его подсчетам, выносят из недр 3,1 кг хлора в секунду, то приток юве-

¹ Слово «поствулканический» взято в кавычки, чтобы напомнить об условности представлений о временной последовательности вулканического и гидротермального процессов; эти две формы геотермальной активности, судя по всему, находятся в парагенетической связи, но вторая обычно проявляется дольше.

нильной воды оценивается им примерно в 100 л/сек (около 5% от общего дебита курильских гидротерм). Полагая температуру ювенильных паров близкой к 1000°C (что приблизительно соответствует температуре андезитового вулканизма), получаем тепловой эффект процесса равным $1 \cdot 10^8 \text{ кал/сек}$.

Таким образом, общий вынос тепла гидротермами Курило-Камчатского региона оказывается близким к $6 \cdot 10^8 \text{ кал/сек}$. Пример этого региона показывает, что между интенсивностью современной вулканической и гидротермальной деятельности нет прямой зависимости: на Курилах сейчас насчитывается 41 действующий вулкан (Мархинин, 1967), а на Камчатке только 28 (Влодавец, Пийп, 1957). Поэтому проводить какие бы то ни было экстраполяции на всю территорию области современного вулканизма, основываясь лишь на числе активных вулканов, нельзя. На первый взгляд, основанием для таких экстраполяций могло бы служить сравнение площадей изученных и неисследованных районов, но и это вряд ли правильно: интересующие соотношения зависят, по-видимому, главным образом от стадии развития того и другого процесса и в разных районах области современного вулканизма могут быть различны.

Учет данных по Курило-Камчатскому региону позволяет увеличить оценку выноса тепла гидротермами вулканических районов примерно на 20% по сравнению с цифрой, данной Уайтом, т. е. довести ее до $3,3 \cdot 10^9 \text{ кал/сек}$. Но есть и дальнейшие возможности для получения несколько более высоких оценок тепловой мощности рассматриваемого явления. Дело в том, что Уайтом, по-видимому, неполностью учитывался вынос тепла источниками с температурой на выходе менее 100° . Однако его значение не так уж велико. На примере Паужетского геотермального района В. В. Аверьев (1965) показал, что в общем выносе тепла 60% падает на долю кипящих источников, 30% обеспечивают паровые струи и лишь 10% дают источники с температурой ниже 100° . Из данных табл. 16 следует, что в масштабе всей Камчатки такие источники обеспечивают около 20% общего выноса тепла гидротермальными проявлениями. Увеличивая цифру Уайта еще и на эти 20%, находим, что суммарная тепловая мощность разгрузки гидротерм вулканических районов может составлять $3,8 \cdot 10^9 \text{ кал/сек}$.

Хотя вероятность обнаружения новых неизвестных сейчас крупных гидротермальных систем кажется малой, ее следует иметь в виду. Кроме того, по мере исследования уже найденных уточнение их тепловой мощности приводит к более высоким оценкам. Тем не менее, вряд ли итоговые цифры будут намного отличаться от современных. Но даже если бы они оказались больше на целый порядок, то и в этом случае вынос тепла гидротермами вулканических районов ($3,8 \cdot 10^{10} \text{ кал/сек}$) не превысит 1% величины кондуктивных теплопотерь Земли ($6,12 \cdot 10^{12} \text{ кал/сек}$).

Итак, и анализ тепловой мощности гидротерм вулканических районов приводит к тому же выводу о несущественной роли водного выноса тепла в энергетическом балансе Земли. В то же время в тепловом режиме самой области активного вулканизма этот фактор имеет весьма важное значение, что вытекает из данных об удельной интенсивности обусловленных им теплопотерь. Так, в Восточной вулканической зоне Камчатки эта величина равна $0,55 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$, в Исландии — $1 \cdot 10^{-6}$, на Северном острове Новой Зеландии — $1,1 \cdot 10^{-6}$ и т. д.

Но есть важное отличие между выносом тепла водами стабильных областей и гидротермами активных поясов. В первом случае мы имеем дело лишь с производной фоновых кондуктивных теплопотерь — нисходящие холодные инфильтрационные потоки аккумулируют тепло, подводимое из глубин только благодаря теплопроводности пород, и транспортируют его в области их разгрузки. Во втором случае тепло, выносимое водами (или хотя бы часть его), может быть привнесено из подкоровых

глубин ювенильными дериватами мантии. Участие последних в формировании гидросферы никем не оспаривается, но масштабы их поступления точно не установлены. Ф. А. Макаренко (1948б), например, оценил их для всей планеты цифрой $0,7 \text{ км}^3/\text{год}$. Полагая, как это было сделано ранее при анализе данных Е. К. Мархинина, что теплосодержание такого флюида равно 1000 кал/г , находим, что планетарный эффект процесса может составлять примерно $2,2 \cdot 10^{10} \text{ кал/сек}$, что почти совпадает с приведенной выше максимальной оценкой. Поэтому вынос тепла гидротермами активных поясов, хотя он и незначителен по сравнению с кондуктивными теплопотерями Земли, следует по крайней мере частично считать самостоятельным членом расходной части баланса внутриземной энергии. В еще большей степени это верно по отношению к магматическим расплавам, к анализу роли которых мы и переходим.

Энергетический эффект вулканизма

Как уже говорилось, магматический расплав является одним из агентов конвективного переноса тепла в земной коре и притом наиболее мощным. Возникая в недрах вследствие необычно высокого энергетического потенциала отдельных их участков, магматический расплав стремится к поверхности Земли, транспортируя глубинное тепло. Если он останавливается, не дойдя до поверхности (интрузивный процесс), он отдает свое тепло вышележащим породам, приводя к аномальному увеличению кондуктивных теплопотерь. Если же он поступает прямо на поверхность (вулканический процесс), то аккумулированное в нем тепло непосредственно выносится в атмосферу. Количество тепла, теряемое Землей в этом последнем случае, необходимо специально учесть в ее общем тепловом балансе.

Такие попытки уже предпринимались. Ф. Лотце (Lotze), например, оценил общий вынос энергии при вулканизме величиной $2 \cdot 10^{10} \text{ кал/сек}$ (Гутенберг, 1963). Дж. Ферхуген, принимая во внимание только остывание огромных покровов плато эффузивов типа траппов, дал оценку $3 \cdot 10^9 \text{ кал/сек}$ (Verhoogen, 1946). Е. Н. Люстих (1959) считает более вероятной величину среднего выноса тепла эффузивными породами $7,5 \cdot 10^9 \text{ кал/сек}$. В настоящее время интерес к энергетическому эффекту вулканизма все усиливается, однако получение точных количественных оценок сопряжено с большими принципиальными и техническими трудностями. В рассматриваемых явлениях с исключительной сложностью переплетаются многообразные геологические, геофизические и геохимические проблемы. Недостаточная их изученность предопределяет условность принимаемых в настоящее время физических схем вулканического процесса.

Изучение реально наблюдаемых в природе проявлений вулканизма свидетельствует, что основными составляющими расходной части энергетического баланса его являются: механическая работа, необходимая для доставки магмы к поверхности Земли; сейсмомеханическая энергия извержений; остывание раскаленных изверженных продуктов на дневной поверхности; вынос тепла в результате фумарольной деятельности вулканов в межпароксизмальную стадию; отдача тепла неглубоко залегающими промежуточными магматическими камерами.

Кроме того, по мнению К. Накамура (Nakamura, 1965) и некоторых других вулканологов, следует также учитывать энергию расширения вулканических газов и паров.

Следует обратить внимание на то, что правильность оценки первой составляющей зависит от принятых допущений о глубине возникновения

расплава. Ранее считалось (L. Craton, C. Mennella, A. Rittman), что вулканические очаги приурочены к глубинам 30—70 км. Использование геофизических методов (Г. С. Горшков, С. А. Федотов, J. Eaton) позволило уточнить эти оценки и заключить, что зона генерации андезитобазальтовых магм лежит на глубинах около 60 км. Что же касается кислых магм, то они, как считают многие исследователи (Кропоткин, 1940; Аверьев, 1966; Файф, Тернер, Ферхуген, 1962), могут иметь внутрикоровое происхождение. С этой точки зрения, работа подъема их к поверхности должна быть меньше. Но тогда нужно учесть затраты энергии на их образование (скрытую теплоту плавления), которые, согласно таким

Таблица 17

Энергетический эффект четвертичного вулканизма Камчатки

Форма расхода глубинной энергии в процессе вулканизма	Интенсивность потерь глубинной энергии	
	общая (для всей области активного вулканизма), 10 ⁶ кал/сек	удельная, мк кал/см ² ·сек
Подъем магмы к поверхности Земли на стадии подготовки извержения (увеличение потенциальной энергии)	0,76	0,83
Остывание раскаленных вулканических продуктов на дневной поверхности	2,34	2,54
Сейсмомеханическая энергия извержений	0,0095	0,01
Фумарольная деятельность в межпароксизмальную стадию активности вулканов	1,76	1,91
Отдача тепла неглубоко залегающими промежуточными магматическими камерами	0,212	0,23
Общий энергетический эффект вулканизма	5,0815	5,52

представлениям, обеспечиваются избыточным притоком тепла из глубин — в виде «преходящих и локализованных тепловых волн» (Файф, Ферхуген) или тепла, транспортируемого высоконагретым водным флюидом (Аверьев).

Расчеты, проведенные по указанной выше схеме для оценки энергетического эффекта активной вулканической деятельности в четвертичный период истории Камчатки, показали (Поляк, 1966), что средняя удельная интенсивность потерь глубинного тепла вследствие вулканизма составляет в данном регионе $5,52 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. Об общем эффекте и роли отдельных составляющих дает представление табл. 17.

В различных частях области активного вулканизма, отличающихся характером его проявлений, роль каждой из этих составляющих, по-видимому, неодинакова. В тех районах, где вулканическая деятельность проявляется главным образом в виде эффузий основной магмы (например, в Исландии), затраты энергии при ее подъеме и остывании полностью доминируют над остальными формами, тогда как в районах преимущественно эксплозивных проявлений кислого вулканизма (например, в Новой Зеландии) возрастает значение фумарольной деятельности вулканов в межпароксизмальную стадию. Камчатка занимает в этом отношении промежуточное положение, что позволяет отнести к полученным количественным оценкам как к более или менее средним показателям интенсивности расхода энергии в ходе рассматриваемых явлений.

Это дает основание провести, правда весьма условную, экстраполяцию на остальные районы области современного вулканизма. Полагая, что

мощность вулканического процесса в каждом ее регионе пропорциональна числу действующих вулканов и что общее их число на земном шаре было в течение четвертичного периода приблизительно тем же, что и теперь (сейчас насчитывают примерно 500 активных наземных вулканов), находим, что суммарные потери тепла Землей в результате вулканического процесса составляли в это время в среднем около $9 \cdot 10^{10}$ кал/сек. Учитывая соотношение площадей суши и моря, эту цифру за счет подводных извержений можно увеличить втрое. Возможно также, что итоговая оценка должна быть еще выше, если учесть массу переотложенных продуктов наземной вулканической деятельности в четвертичный период, но последняя поправка вряд ли будет очень существенной. В целом представляется, что общий вынос тепла в результате вулканической деятельности в течение четвертичного периода для всей Земли в целом не превышал $3 \cdot 10^{11}$ кал/сек и, если принцип актуализма справедлив, по крайней мере в послекембрийскую геологическую историю сохранялся на этом уровне (относительно докембрийского этапа развития планеты есть основания полагать, что в то время вулканические и другие процессы были более интенсивны).

Полученная цифра составляет не более 5% от величины планетарных кондуктивных теплопотерь и, хотя она также является самостоятельным членом расходной части теплового баланса Земли, практически не меняет представлений о масштабе потерь глубинного тепла. Таким образом, окончательно устанавливается подчиненная роль конвективной теплопередачи в литосфере. Однако опять-таки следует помнить, что в энергетическом балансе самой области активного вулканизма эта форма расхода глубинной энергии весьма важна и играет, по-видимому, первостепенную роль, более чем в 2 раза превосходя региональные кондуктивные теплопотери. Это подтверждается и расчетами Е. А. Любимовой (1962), рассматривавшей проблемы вулканизма и магматизма в свете представлений о термической истории Земли. Она пришла к выводу, что формирование массы земной коры, выплавлявшейся из оболочки, имело прерывистый характер, усиливаясь в определенные геологические периоды. В такие эпохи интенсивный приток силикатического вещества из глубоких недр приводил к увеличению эндогенного теплового потока до значений порядка 10^{-5} кал/см² · сек. Как видим, аналогичное заключение следует и из анализа различий в интенсивности проявлений этого процесса на разных участках литосферы в течение одной и той же геологической эпохи.

Резюмируя результаты анализа конвективного перераспределения тепла в пределах земной коры, заключаем:

- 1) конвективный теплоперенос играет подчиненную роль в формировании теплового режима земной коры;
- 2) вынос тепла подземными водами тектонически стабильных областей с геоэнергетической точки зрения представляет собой в основном вторичное явление и не может учитываться как самостоятельный член расходной части баланса внутриземной энергии;
- 3) вынос тепла, обусловленный разгрузкой современных гидротермальных систем и активным вулканическим процессом, представляет собой дополнительную форму расхода глубинной энергии Земли, причем вулканизм по энергетическим последствиям примерно в 10 раз существеннее гидротермальной деятельности.

Глава III

ГЕОТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОТЕМПЕРАТУРНОМ ПОЛЕ И МЕТОДАХ ЕГО ИЗУЧЕНИЯ

Понятие об идеальном, нормальном и аномальном геотемпературном поле. Распределение температуры внутри Земли, обусловленное взаимодействием охарактеризованных выше различных природных факторов, представляет собой геотемпературное поле. В нем выделяются две зоны, отличные по тепловому режиму.

В верхней — гелиотермозоне — температуры периодически меняются в соответствии с изменением величины поступления солнечной энергии на поверхность Земли (согласно закону Фурье). Мощность слоя годовых теплооборотов (его подошву принято называть «нейтральным слоем») составляет обычно 15—25 м, причем температура $T_{нс}$ на его нижней границе $H_{нс}$ относительно постоянна для каждой данной точки земного шара.

В нижней — геотермозоне — распределение температур имеет большей частью квазистационарный характер и обусловлено оттоком тепловой энергии из глубоких недр Земли. В этой зоне температура возрастает с глубиной согласно соотношению $\text{grad } T = q/\lambda$, где $\text{grad } T$ — градиент температуры, q — тепловой поток из недр, а λ — теплопроводность среды. В условиях чисто кондуктивной теплопередачи при неизменных q и λ распределение температуры в однородной среде может быть описано уравнением Лапласа $\nabla^2 T = 0$. Считая тепловой поток направленным по радиусу Земли, имеем $d^2T/dH^2 = 0$ и $dT/dH = \text{grad } T = \text{const}$. Такое распределение температур, удовлетворяющее приведенным формулам, Н. А. Огильви (1959) предложил называть идеальным геотемпературным полем.

Естественное распределение температур в недрах обычно не вполне соответствует теоретическому идеальному полю. Это происходит по двум причинам.

Во-первых, идеальное поле рассчитывается при допущении о постоянстве теплового потока во всех точках теплофизически однородной среды, ограниченной геометрически правильной поверхностью с одной и той же постоянной температурой. В реальных условиях и тепловой поток, и теплопроводность горных пород, и температура на границе геотермозоны различны в разных местах, а сама поверхность геотермозоны (ближкая к поверхности геоида) не является геометрически правильной. Это приводит к горизонтальной неоднородности в геотемпературном поле, вы-

ражающейся в различии глубинных температур на гипсометрически одинаковых уровнях, в различии величин геотермического градиента в одних и тех же интервалах глубин и т. п. Распределение температур, учитывающее эту неоднородность, может быть в отличие от идеального названо нормальным геотемпературным полем, а сами возмущения — вариациями нормального поля. По масштабам проявления вариации нормального поля могут быть подразделены на глобальные, региональные и локальные.

Во-вторых, несоответствие идеального поля реальному вызывается тем, что при его расчете игнорируется геотермический эффект внутриземных физико-механических и физико-химических процессов. К первым относятся конвективный перенос тепла подземными флюидами, перемещения геологических тел, деформации горных пород, ко вторым — химические реакции, фазовые превращения, радиоактивный распад. Обусловленные действием этих процессов возмущения геотемпературного поля можно назвать геотермическими аномалиями. Как и вариации, аномалии геотемпературного поля по масштабам проявления могут быть глобальными, региональными и локальными, а по знаку — положительными и отрицательными по отношению к фону.

Отражая действие различных природных причин, характер геотемпературного поля дает обширную информацию о строении и эволюции земной коры, верхней мантии и Земли в целом. Например, глобальные вариации поля, обусловленные неодинаковой величиной теплового потока в областях с разным возрастом тектогенеза (подробнее закономерности распределения теплового потока анализируются в следующей главе), выявляют специфику энергетического режима крупнейших структурных элементов земной коры; отмечающиеся на их фоне региональные вариации, вызванные теплофизическими различиями пород, распространенных в разных частях таких крупных регионов, подчеркивают местную специфику процессов литогенеза; аномалии поля, связанные с движением подземных вод, характеризуют его направление, интенсивность и т. п. Геотемпературное поле тесно связано с другими геофизическими полями и в значительной степени определяет геохимическое развитие природных систем.

Экспериментальные методы изучения геотемпературного поля. В интервале глубин, доступном современной горнобуровой технике, это изучение проводится путем непосредственного измерения температуры пород, вскрываемых горными выработками — скважинами, шахтами, туннелями. Для этого используются: электрические термометры сопротивления (в том числе термисторные), термопары, биметаллические термометры (чувствительным элементом в них является двойная — биметаллическая — пружина из металлов с разными коэффициентами температурного расширения), манометрические термометры (использующие изменение давления в замкнутом объеме при изменении температуры), ртутные максимальные и «ленивые» термометры.

Ртутные термометры применяются обычно при испытаниях отдельных продуктивных пластов и, как и манометрические, позволяют измерить температуру только в отдельных точках. Биметаллические термометры (их разработка не вышла из стадии опытных конструкций) дают, наоборот, только непрерывную запись распределения температуры по всему исследуемому интервалу глубин. Электроизмерительная аппаратура позволяет производить как точечные замеры, так и сплошную регистрацию глубинных температур.

Не останавливаясь на конструкции термометрической аппаратуры, подробно описанной в ряде руководств (Дахнов и Дьяконов, 1952; Дьяконов, 1958; Комаров, 1957, и др.), укажем, что серийные электроизмерительные приборы обеспечивают точность наблюдений до $0,1^{\circ}$. Эта

точность зависит как от чувствительности датчика и регистрирующей аппаратуры, так и от конструктивных особенностей датчика, определяющих величину его тепловой инерции (время восприятия датчиком температуры окружающей среды). Поэтому при наблюдениях надо строго соблюдать указанную в техническом паспорте скорость перемещения снаряда в исследуемой выработке. Эти данные для различных типов электротермометров приведены в табл. 18, где одновременно указаны максимальные значения температуры и давления в окружающей среде, допускающие надежную работу прибора.

Таблица 18

Характеристика некоторых электротермометров

Тип термометра	Температура, °С	Давление, кг/см ²	Скорость спуска, м/час
ЗС-СБ	100	400	100—200
ЭТС-2м	120	600	800—2000
ЭТМИ-55	170	800	800—2000
ЭТО-2	160	—	2000
СТТ	150	800	100—400

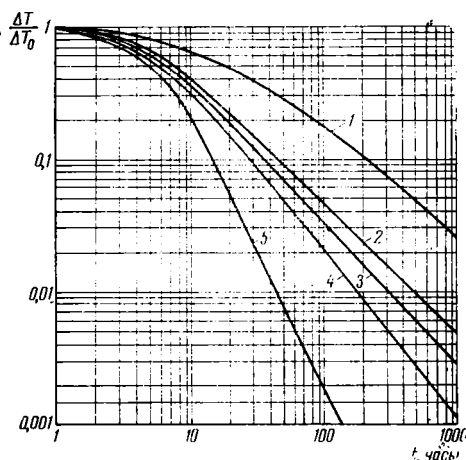
Помимо серийной аппаратуры, в геотермических исследованиях используются также и нестандартные установки. Из них наиболее известны разработанные в Институте физики Земли АН СССР (Дергунов и Горюжанкин, 1954; Любимова, Люсова, Фирсов, 1964). Эта аппаратура обеспечивает значительно более высокую точность измерения ($\pm 0,01^\circ$), необходимую при специальных наблюдениях.

При проведении геотермических наблюдений следует иметь в виду, что проходка горных выработок и связанные с ней операции — промывка скважин, вентиляция туннелей и шахт — нарушают естественное распределение температуры в окружающем пространстве, причем масштабы искажений с удалением от стенок выработки постепенно уменьшаются. Для регионального же анализа геотемпературного поля необходимо, чтобы результаты термометрических наблюдений отвечали неискаженным геотермическим условиям, существовавшим на исследуемом участке до вмешательства человека. Такие данные могут быть получены при термометрических наблюдениях в буровых скважинах, в которых отсутствует циркуляция пластовых флюидов, если в период, предшествующий наблюдениям, в скважине не производилось никаких операций и температура заполняющего ее раствора сравнялась с естественной температурой окружающих пород.

Скорость восстановления в скважине естественного теплового поля зависит от ее размеров, продолжительности бурения (промывки), разности температур промывочной жидкости и окружающих пород и их теплофизических свойств. Она изучалась многими исследователями, каждый из которых, ввиду сложности задачи, прибегал к различным допущениям. А. И. Заборовский (1943) пренебрег искажениями естественных условий в окружающем скважину пространстве, вызванными промывкой, и рассмотрел только процесс восприятия буровым раствором температуры стенок, считая ее в момент окончания бурения (промывки) равной естественной. Данное им аналитическое решение, учитывающее разность теплофизических свойств пород и раствора, чрезвычайно сложно для практических расчетов. На рис. 9 приведена полученная им палетка кривых, выражающих зависимость относительной погрешности измере-

Рис. 9. Кривые изменения во времени t разности ΔT между температурой глинистого раствора по оси скважины и температурой окружающей среды (в долях от первоначальной разности температур ΔT_0). Случай, когда температуропроводность $a = 0,5 \text{ м}^2/\text{час}$ и тепловое сопротивление $\xi = 2 \text{ м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{С}/\text{ккал}$ глинистого раствора отличаются от температуропроводности и теплового сопротивления окружающих горных пород (по В. Н. Дахнову и Д. И. Дьяконову, 1952)

1 — $a_2 = 0,4 \text{ м}^2/\text{час}$, $\xi_2 = 10 \text{ м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{С}/\text{ккал}$ (каменный уголь); 2 — порода с тепловыми характеристиками глинистого раствора; 3 — $a_2 = 5 \text{ м}^2/\text{час}$, $\xi_2 = 0,4 \text{ м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{С}/\text{ккал}$ (песчаник); 4 — $a_2 = 0,3 \text{ м}^2/\text{час}$, $\xi_2 = 3 \text{ м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{С}/\text{ккал}$ (доломит); 5 — $a_2 = 14 \text{ м}^2/\text{час}$, $\xi_2 = 0,2 \text{ м} \cdot \text{час} \cdot ^\circ\text{С}/\text{ккал}$



ния температуры от продолжительности выстойки скважин после окончания промывки вида $(T_0 - T_{t_2}) / (T_0 - T_{t_1}) = f(t_2)$, где T_0 — естественная температура пород на данной глубине, T_{t_1} — температура раствора в момент прекращения промывки t_1 , T_{t_2} — температура раствора в момент измерения после выстойки продолжительностью t_2 .

Частное решение задачи в такой постановке, соответствующее совпадению теплофизических свойств пород и раствора, имеет вид

$$\frac{\Delta T}{\Delta T_0} = \frac{T_0 - T_{t_2}}{T_0 - T_{t_1}} = 1 - e^{-\frac{r^2}{4at_2}},$$

где a — температуропроводность среды, r — радиус скважины. Оно приведено В. Н. Дахновым и Д. И. Дьяконовым (1952), давшими палетку кривых зависимости $(T_0 - T_{t_2}) / (T_0 - T_{t_1})$ от t_2 при разных значениях $r^2/4at_2$ (рис. 10). Д. И. Дьяконов (1958), принимая a равным температуропроводности воды ($0,5 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{час}$) и задаваясь некоторой допустимой абсолютной погрешностью δT , предложил оценивать соответствующее t_2 из соотношения

$$\frac{\delta T}{T_0 - T_{t_1}} = 1 - e^{-\frac{r^2}{2t}} \cdot 10^3$$

и дал свою палетку (рис. 11), непосредственно связывающую время выстойки скважины после промывки с ее радиусом.

Указанные допущения приводят к выводу (см. рис. 9—11), что время восстановления в скважине естественного распределения температур, различное в зависимости от диаметра скважины и соотношения теплофизических свойств бурового раствора и окружающих пород, при относительной погрешности $\leq 0,01$ должно в большинстве реальных случаев составлять 8—13 суток, хотя крайние пределы гораздо шире (от 1 до 100 суток). Однако расчеты, проделанные Е. Буллардом, Дж. Егером и другими исследователями с учетом искажающего влияния предшествующей промывки, дают иные, более высокие оценки. В этих расчетах использовалось допущение о совпадении теплофизических свойств пород и раствора. Е. Буллард (Bullard, 1947), считая промывку происходившей непрерывно и равномерно до остановки скважины, показал, что с точностью до 1%

$$\frac{T_{t_2}}{T_0} = \frac{\ln(1 + t_1/t_2)}{\ln 4at/r_2 - 0,577},$$

где t_1 — продолжительность промывки (бурения), t_2 — продолжительность последующей выстойки скважины, $t = t_1 + t_2$ — общее время от начала бурения (остальные обозначения те же, что и в предшествующих формулах). Аналогичное решение позднее было дано Г. Н. Черемениным (1960). И. М. Кутасов (1964) указал, что при малых значениях t_1 и r вычисления по формуле Булларда приводят к завышению t_2 и предложил более точную формулу вида

$$t_2 = \frac{1}{3} t_1 \frac{T_0 - T_{t_1}}{T_0 - T_{t_2}} \sqrt[4]{\frac{r^2}{at_1}} \cdot \ln \frac{1 - 0,8 \left(\frac{T_0 - T_{t_2}}{T_0 - T_{t_1}} \sqrt[4]{\frac{at_1}{r^2}} \right)^{0,69}}{0,27}$$

(обозначения те же), которая, как и формула Булларда, пригодна для вычислений в условиях, когда критерий Фурье $F_0 = at_1/r^2 \leq 5$. Для условий $5 \leq F_0 \leq 10\,000$ предложена формула (Кутасов, Любимова, Фирсов, 1966) вида

$$\frac{T_0 - T_{t_2}}{T_0 - T_{t_1}} = 1 + \frac{e^{-p}}{2} \left\{ \left(1 - \frac{d}{p} \right) (\sqrt{\pi d e^d} \cdot \operatorname{erfc} \sqrt{d} - 1) + \right. \\ \left. + \left(1 - \frac{p}{d} \right) \sqrt{\pi p e^{p^3/d^2}} \cdot \operatorname{erfc} \left(\frac{p \sqrt{p}}{d} \right) \right\},$$

где

$$p = \frac{1}{4} \cdot \frac{t_2}{t_1} \cdot \frac{at_1}{r^2}, \quad d = \frac{2p^2}{2p + b}, \quad b = \left(\frac{at_1}{p^2} \right)^{\frac{1}{2,2}}, \\ \operatorname{erfc}(x) = 1 - \Phi(x),$$

$\Phi(x)$ — интеграл вероятности.

Вычисления по этим формулам показывают, что при относительной погрешности 0,01 t_2 должно быть в 10—20 раз больше t_1 .

Эти формулы позволяют также рассчитать истинную естественную температуру пород T_0 и истинный равновесный геотермический градиент $\operatorname{grad} T_0$, если известны результаты двух термометрических наблюдений, сделанных в моменты времени t'_2 и t''_2 при недостаточной выстойке скважин. Истинная температура пород в каждой точке вычисляется из предложенного И. М. Кутасовым соотношения

$$T_0 = T_{t'_2} + \gamma (T_{t'_2} - T_{t''_2}),$$

в котором

$$\gamma = \frac{E_i \left(-\frac{1,1925}{n_2} \right) + \ln n_2 - 0,7532}{E_i \left(-\frac{1,1925}{n_2} \right) - E_i \left(-\frac{1,1925}{n_1} \right) + \ln \frac{n_2}{n_1}},$$

где $n_1 = t'_2/t_1$, $n_2 = t''_2/t_1$, $E_i(-x)$ — интегральная показательная функция. Определив естественную температуру в двух точках скважины, находящейся на глубинах H' и H'' , легко найти равновесный геотермический градиент как отношение разности температур на границах интервала к его протяженности

$$\operatorname{grad} T = \frac{T'_0 - T''_0}{H' - H''} = \frac{\Delta T_0}{\Delta H}.$$

В геотермической практике встречаются также случаи определения температуры только в одной точке скважины. Тогда рассчитывают средний геотермический градиент для всего вышележащего интервала:

$$(\operatorname{grad} T)_{\text{ср.}} = \frac{T_0 - T_{\text{нс}}}{H - H_{\text{нс}}},$$

где $T_{нс}$ и $H_{нс}$ — соответственно температура и глубина залегания «нейтрального слоя».

Знание геотермического градиента позволяет путем экстраполяции прогнозировать температуру на глубинах, лежащих за пределами исследованного интервала. Для однородной толщи решение этой задачи очевидно. В многослойной толще с различной теплопроводностью λ и мощностью h слоев температура на подошве k -слоя может быть определена как

$$T_k = T_0 + \sum_{i=0}^{i=k} (\text{grad } T)_i h_i$$

или, поскольку $\text{grad } T = q/\lambda$, как

$$T_k = T_0 + q \sum_{i=0}^{i=k} \frac{h_i}{\lambda_i},$$

но для этого, естественно, надо располагать данными о строении рассматриваемой толщи и теплопроводности составляющих ее пород. Из последних соотношений можно найти и глубину залегания любых изотерм.

Картирование геотемпературного поля. Обобщение результатов термометрических наблюдений позволяет установить пространственные закономерности формирования и распределения геотемпературного поля, выявить и расшифровать его различные вариации и аномалии. Средством для этого является построение геотермических карт. Существуют три типа таких карт: карты геоизотерм, карты термоизогипс, карты равных геотермических градиентов.

Карта геоизотерм есть карта равных температур на заданной поверхности. В зависимости от характера такой поверхности карты изотерм могут быть составлены: для определенной глубины; для определенной абсолютной отметки; для определенной литологической, стратиграфической или структурной поверхности. Следует иметь в виду, что в районах с резко расчлененным рельефом карты изотерм на равных глубинах и на равных абсолютных уровнях могут сильно отличаться, и выбор для построения той или иной из них должен определяться задачами, стоящими перед исследователем. С увеличением глубины различия между этими картами сглаживаются. Карты изотерм для определенных геологических поверхностей (например, для кровли или подошвы продуктивных нефтяных пластов, водоносных горизонтов и т. п.) дают представление о термодинамических условиях на интересующем уровне и весьма ценны при решении как теоретических проблем (эпигенеза, гидрогеохимии и пр.), так и практических задач (эксплуатации нефтяных залежей, геотермальных водных ресурсов и т. п.).

Карта термоизогипс есть карта рельефа заданной изотермической поверхности. Она может быть построена в абсолютных отметках или в изолиниях равных глубин залегания этой поверхности. Анализ такой карты в сопоставлении с другими геолого-гидрогеологическими материалами позволяет выяснить связь геотемпературного поля с тектоническим строением района, литолого-фациальными условиями, направлением движения подземных вод и т. п.

Карта геотермического градиента показывает его распределение по площади. Поскольку в общем случае этот параметр меняется также и по глубине (вследствие чередования различных по теплофизическим свойствам пластов пород, изменения интенсивности водообмена и т. п.), возможно построение различных по содержанию карт геотермического градиента для одной и той же территории в зависимости от гипсометрического положения или геологической приуроченности интервала,

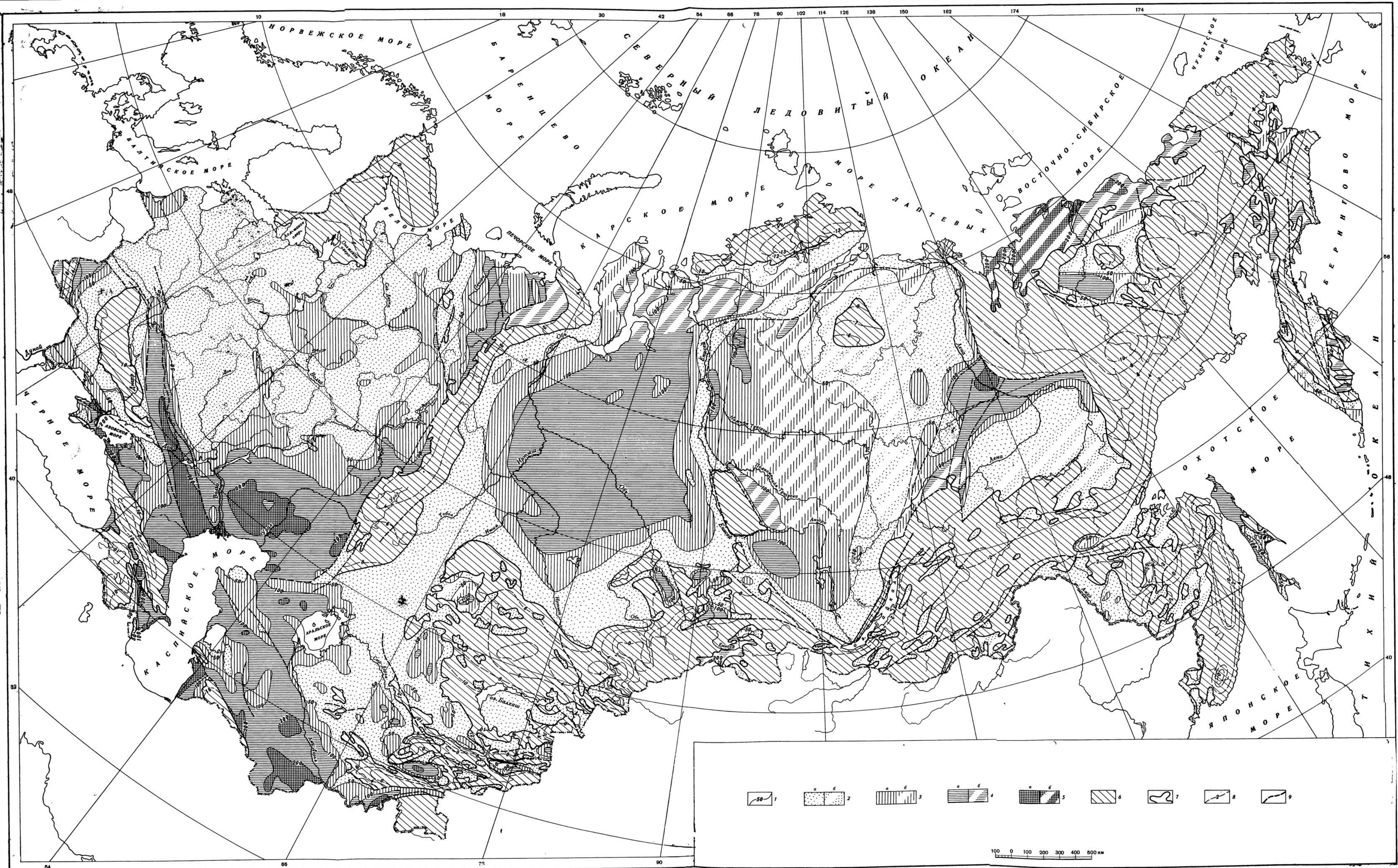


Рис. 13. Карта распределения температур на поверхности кристаллического и складчатого основания территории СССР (схематизированный вариант). Составлена коллективом авторов (В. А. Бедер, Ю. Г. Богомолов, В. Ф. Борзасек, А. Я. Велюго, Г. Б. Гавлина, С. С. Джибути, В. С. Жеваго, С. В. Лысак, Б. Ф. Маврицкий, В. А. Покровский, Б. Г. Поляк, С. И. Сергиенко, Я. Б. Смирнов, М. А. Штейн) под редакцией Ф. А. Макаренко в 1963 г. и уточнена в 1967 г.

1 — геозотермы на поверхности кристаллического и складчатого основания платформ, плит и крупных краевых и межгорных прогибов; 2 — 5 — геотемпературные зоны на поверхности кристаллического и складчатого основания (а — установленные, б — предполагаемые): 2 — менее 50° С; 3 — 50—100° С; 4 — 100—200° С; 5 — более 200° С; 6 — горноскладчатые области и кристаллические массивы; 7 — границы горноскладчатых областей и кристаллических массивов; 8 — температура нейтрального слоя в горноскладчатых областях и кристаллических массивах; 9 — разломы

в котором он исследуется. Существуют три их разновидности. Первая — это карта геотермического градиента в определенном интервале глубин (или абсолютных отметок). В разных частях единого региона, для которого составляется такая карта, исследуемый интервал может быть сложен породами, отличающимися по теплопроводности. Поэтому на такой карте в горизонтальных вариациях градиента отразится прежде всего различие в литологическом составе лежащих в данном интервале пород, и уже на этом фоне в той или иной степени может проявиться влияние других факторов. Другой разновидностью является карта градиента в одном и том же литологически однородном комплексе пород, в пределах которого литологический состав, а стало быть, и теплопроводность пород однородны и выдержаны по простиранию. Это устраняет имеющее место в предыдущем случае маскирующее влияние вещественного состава пород на характер геотемпературного поля и позволяет выявить роль других факторов в его формировании. На такой карте в горизонтальных вариациях градиента отражаются особенности залегания пород (так, положительные отклонения его значений от среднего контролируют зоны структур низших порядков в осадочном чехле), гидродинамическая обстановка (снижение градиента на участках интенсивной миграции подземных вод) и т. д. Наконец, при охвате больших, тектонически разнородных территорий такая карта позволяет установить и в первом приближении оценить различия в глубинном тепловом потоке.

Третьей разновидностью карт последнего типа является карта среднего геотермического градиента. Под этим названием часто понимают карту средних значений градиента, установленных в каждой скважине исследуемого района. Но так как в общем случае отдельные термозамеры имеют разную протяженность, отвечают разным интервалам глубин и могут быть приурочены к различным в теплофизическом отношении литолого-стратиграфическим комплексам пород, то данные, полученные по разным скважинам, оказываются несопоставимыми. Иначе обстоит дело, если сравниваются средние значения градиента, определенные в геологически едином интервале — например, в пределах одного и того же структурного этажа. В таком случае значения среднего градиента отражают суммарное воздействие на геотемпературное поле всех природных факторов. Полнота и объективность региональной геотермической характеристики, даваемой такими картами, является их главной особенностью по сравнению с другими типами построений. Одновременное отображение результатов действия всего комплекса различных причин, влияющих на распределение глубинных температур, позволяет верно оценить относительную роль каждой из них. Карты же иных типов, явнее раскрывая особенности проявления отдельных факторов, не дают возможности судить о значении остальных. Правильная интерпретация вариаций среднего градиента, выявление их главных и второстепенных причин требуют тщательного анализа природной обстановки изучаемой территории — тектонического строения и режима отдельных регионов, особенностей залегания пород, площадных литолого-фациальных различий, характера циркуляции подземных флюидов и т. п.

Преимущества карты среднего градиента определили выбор ее для картографического обобщения результатов изучения геотемпературного поля СССР (рис. 12). Однако построению ее предшествовало создание другой сводной карты — карты распределения температур на поверхности древнего кристаллического и складчатого основания территории СССР (рис. 13). Это была первая в мире карта, давшая региональную геотермическую характеристику столь обширной территории. Обе эти карты были составлены в масштабах 1 : 10 000 000 и 1 : 5 000 000 в Лаборатории геотермии Геологического института АН СССР большими авторскими коллективами, в которых участвовали представители многих академических

**Распределение и представительность фактического материала, использованного
при составлении геотермических карт СССР**

Регионы	Количество замеров * на глубине				
	до 1 км	до 2 км	до 3 км	более 3 км	Общее
Русская платформа	177	291	165	31	664
Сибирская платформа	4	12	25	4	45
Донецкий авлакоген	13	47	—	—	60
Скифская плита	6	33	40	11	90
Западно-Сибирская плита	37	45	32	2	116
Туранская плита	32	42	23	1	98
Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский прогибы	1	11	22	10	44
Рионская и Куринская межгорные впадины	4	11	15	6	36
Межгорные впадины Средней Азии и Казахстана	3	11	9	—	23
Кузнецкий и Минусинский прогибы	3	4	6	—	13
Межгорные впадины Саяно-Байкальской складчатой области и Забайкалья	1	2	3	—	6
Межгорные впадины Дальнего Востока	19	8	3	—	30
Горноскладчатые сооружения	—	—	—	—	42
Всего	300	517	343	65	1267

* Имеется в виду максимальная глубина термозамера в скважине.

и ведомственных организаций. Поскольку приводимый ниже обзор геотемпературного поля СССР основывается главным образом на материале этих карт, остановимся несколько подробнее на методике их построения.

Материалом, положенным в их основу, явились результаты геотермических исследований почти в 1500 пунктах территории нашей страны. Это составляет около 10% от общего числа термометрических наблюдений, проведенных в СССР. Остальной материал по условиям проведения измерений непригоден для характеристики нормального геотемпературного поля. В первую очередь использовались итоги специальных определений величины геотермического градиента в длительно выстаивавшихся скважинах, затем — усредненные и обработанные данные групповых массовых замеров на разведочных площадях и, наконец, результаты измерений температуры пластовых жидкостей при испытаниях скважин. Распределение имеющихся данных по площади и их представительность охарактеризованы данными табл. 19.

При составлении карты геотермического градиента преследовалась цель показать наиболее достоверные его вариации в горизонтальном направлении, т. е. установленные в пределах наиболее изученной части земной коры. Как видно из данных табл. 19, этот интервал отвечает глубинам до 3 км. Измерения в более глубоких горизонтах составляют лишь около 8% от общего количества использованных данных, и число их уменьшается с глубиной¹. Поэтому на карте градиента максимальная глубина характеризуемого материала была принята равной 3 км.

¹ Только в последние годы, с началом сверхглубокого бурения стало возможным

В соответствии с различным характером изменения условий теплопередачи по площади в районах развития платформенных и геосинклинальных формаций (главным, постепенным в первом случае и резким, прерывистым во втором) было принято два разных метода изображения вариаций градиента для платформенных и горноскладчатых областей.

Зоны развития орогенных формаций (краевые прогибы, внутренние и неотектонические впадины) по условиям формирования теплового поля (литолого-теплофизическим и водопроводящим свойствам пород, с одной стороны, и структурно-фациальным особенностям строения — с другой) занимают промежуточное положение. Формации краевых прогибов, так же как и толщи, заполняющие молодые (кайнозойские и позднемезозойские) межгорные и наложенные впадины, в этом отношении ближе к платформенным формациям, чем к геосинклинальным, и поэтому на карте области их развития по методу изображения вариаций объединены с платформенными территориями.

В платформенных районах системой изолиний на карте отражено распределение среднего геотермического градиента в осадочном чехле. В тех случаях, когда измерения полностью охватывали заданный интервал (а на участках с меньшей глубиной залегания фундамента — всю мощность осадочного чехла), градиент определялся из простых соотношений

$$\text{grad } T = \frac{T_{3000} - T_{\text{нс}}}{3000 - H_{\text{нс}}}$$

или

$$\text{grad } T = \frac{T_{\phi} - T_{\text{нс}}}{H_{\phi} - H_{\text{нс}}},$$

где $T_{\text{нс}}$ и $H_{\text{нс}}$ — соответственно температура и глубина залегания «нейтрального слоя», а T_{ϕ} и H_{ϕ} — то же для фундамента. Если же максимальная глубина замера была меньше 3 км (или глубины залегания фундамента), то сначала находилась температура на этом уровне (экстраполицией с учетом вероятных теплофизических свойств пород в термометрически не исследованной части разреза), а затем рассчитывался средний геотермический градиент для всего заданного интервала. В некоторых пунктах, где термометрическими наблюдениями были охвачены и верхние горизонты фундамента, на карте цифрой проставлено значение установленного в них геотермического градиента.

После определения значений градиента в отдельных пунктах была построена путем интерполяции система изолиний, отражающая его изменение по площади в осадочной толще. Изолинии, проведенные через 0,5°С/100 м, ограничивают зоны с преобладающим значением геотермического градиента — менее 1,5°С/100 м, от 1,5 до 2,0°С/100 м и т. д.

В горноскладчатых областях сложное чередование в плане и разрезе различных формационных комплексов со специфическими условиями кондуктивной и конвективной теплопередачи обуславливает резкие изменения величины градиента на сравнительно небольших расстояниях как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Это обстоятельство наряду с недостаточной насыщенностью таких районов прямыми геотермическими наблюдениями (здесь проведено всего около 120 измерений) не позволяет провести изолинии градиента. Пока здесь можно только выделить зоны с примерно равными значениями градиента, соответствующи-

проведение измерений на глубинах свыше 5 км. В одной из таких скважин — Галюгаевской-1 близ Моздока — в процессе бурения на глубине 5320 м отмечена температура 190° (Вардиев, 1964), а в скважине Медведовской-2 недалеко от Майкопа на глубине 6319 м отмечена температура 223° (Матвиенко, 1968). Это — самая высокая температура недр, установленная вне районов активной вулканической и гидротермальной деятельности.

щие участкам распространения тех или иных структурных этажей или формационных комплексов, отличающихся литологией и степенью метаморфизма пород (а следовательно, и теплопроводностью) и гидрогеологическими условиями. Поэтому границы этих зон совпадают с геологическими контурами. В районах, не обеспеченных фактическим материалом, выделение различных зон проводилось на основании расчета величины градиента из соотношения $\text{grad } T = q/\lambda$, где q — средний тепловой поток в данной тектонической области (см. главу IV), а λ — теплопроводность преобладающих литолого-формационных разностей пород в первом от поверхности структурном этаже (принималась по аналогии с изученными районами). В ряде пунктов эти расчеты были проконтролированы прямыми измерениями градиента, давшими те же результаты.

Вторая сводная карта показывает распределение температур на поверхности кристаллического и складчатого основания территории СССР. Гипсометрия этой поверхности охарактеризована картой, составленной в институте «ВНИИГеофизика» в 1967 г. Н. В. Неволным и Н. А. Беляевским. На платформах эта поверхность соответствует кровле фундамента или подошве платформенного осадочного чехла; в отрицательных структурах (межгорных и наложенных впадинах) горноскладчатых сооружений и краевых прогибах — подошве орогенного формационного комплекса; в положительных структурах — поверхности их рельефа.

В первых двух случаях распределение температуры характеризуется изотермами, построенными путем интерполяции данных между пунктами наблюдений. В тех местах, где интервал наблюдений был меньше глубины залегания заданной поверхности, температура на ней определялась экстраполяцией (с учетом вероятных теплофизических свойств пород в неизученной части разреза или, при отсутствии необходимых сведений, по среднему градиенту). В результате выделены зоны с преобладающим значением температуры на заданной поверхности менее 25° , от 25 до 50° и т. д., причем сечение изотерм отчасти соответствует степени изученности регионов, увеличиваясь от 25° в хорошо исследованных участках до 50° и даже 100° в районах, недостаточно обеспеченных фактическим материалом.

В пределах горных сооружений и кристаллических щитов заданная поверхность совпадает с дневной. В этих районах на карте в изотермах через 1° показано распределение температуры на уровне «нейтрального слоя», где она в годовом цикле теплооборотов постоянна.

Неравноценная обеспеченность фактическим материалом различных частей территории СССР потребовала при составлении сводных карт дифференциации изображения значений параметров геотемпературного поля по степени достоверности, что отражено в системе условных знаков.

Построение сводных карт позволяет дать сравнительную характеристику геотемпературного поля на территории СССР, чему посвящен следующий раздел.

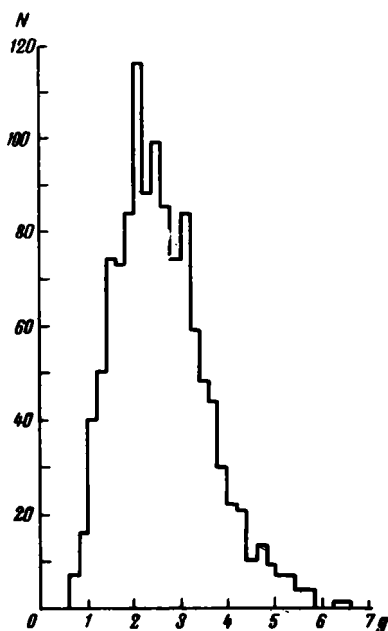
РЕГИОНАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОТЕМПЕРАТУРНОГО ПОЛЯ

Особенности пространственного распределения подземных температур и геотермического градиента, обнаруживающиеся при анализе сводных карт (см. рис. 12 и 13), отражают основные закономерности формирования геотемпературного поля. На рис. 14 показано распределение индивидуальных значений среднего геотермического градиента на территории СССР в интервале глубин от 0 до 3000 м, использованных для построения сводной карты. Пункты наблюдений расположены не совсем равномерно по площади, но все же достаточно далеко друг от друга, чтобы получен-

Рис. 14. Гистограмма величин геотермического градиента на территории СССР (общая совокупность 1170 установленных значений равновесного градиента)

N — число значений; g — величина градиента

ные в каждом из них данные могли рассматриваться как независимые. Как видно из сводной гистограммы (рис. 14), на всей территории СССР геотермический градиент варьирует от 0,6 до 6,6°С/100 м. Наиболее вероятное (модальное) значение градиента равно 2,1, а среднеарифметическое — 2,65°С/100 м, что отражает положительную асимметрию распределения. Несоответствие наблюдаемого распределения всех значений нормальному закону (функции Гаусса) в данном случае свидетельствует о том, что материал, включенный в сводную гистограмму, неоднороден. Поэтому указанные модальное и среднеарифметическое значения, равно как и



распространенная в литературе оценка мирового среднего 3°С/100 м, имеют формальный характер и не применимы для геотермических построений в конкретных разрезах. При отсутствии сведений о точном значении градиента в изучаемом пункте для этой цели могут быть с определенной долей условности использованы приводимые ниже средние значения градиента в геолого-тектонически однотипных областях¹. Они намного представительнее указанных выше формальных общих оценок, поскольку градиент зависит от величины теплового потока, а последний существенно неодинаков в областях с разным возрастом складчатости.

Области докембрийской складчатости

Распределение геотермического градиента в областях докембрийской складчатости на территории СССР (Русская и Сибирская платформы) показано на рис. 12 и 15, а. Минимальное и максимальное значения градиента соответственно равны 0,6 и 4,0°С/100 м, причем половина высоты гистограммы (82% всех использованных данных) проектируется на интервал от 1,0 до 3,0°С/100 м. Среднеарифметическое значение градиента равно 2,0, модальное 2,1°С/100 м. В эту совокупность входят значения градиента как в осадочном чехле (абсолютное большинство), так и в пределах щитов и в фундаменте докембрийских платформ.

Щиты и фундамент докембрийских платформ характеризуются устойчивыми низкими значениями градиента (рис. 12 и 15, б). Диапазон установленных величин — от 0,6 до 1,8°С/100 м, среднеарифметическое и модальное значения составляют соответственно 1,0 и 1,1°С/100 м. Такие малые значения являются следствием низкого тепло-

¹ Для выделения таких областей здесь и в дальнейшем были использованы «Международная тектоническая карта Европы» (1964), «Тектоническая карта Евразии» (1966), «Тектоническая карта Арктики» (1963), «Тектоническая карта СССР» (1956), тектонические карты «Физико-географического атласа мира» (1964), а также сводные работы Н. С. Шатского, А. В. Пейве, П. Н. Кропоткина, М. В. Муратова, В. Е. Хаина, Н. П. Хераскова и других исследователей.

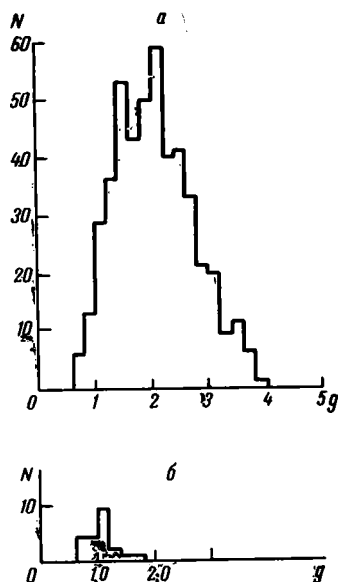


Рис. 15. Гистограммы величин геотермического градиента в областях докембрийской складчатости СССР

N — число значений; g — величина градиента; a — общая совокупность значений; b — выборочная совокупность данных по древним щитам

вого потока в докембрийских структурах и высокой теплопроводности изверженных и метаморфических пород, слагающих щиты и фундамент докембрийских платформ. Большая часть имеющихся данных получена при наблюдениях на Балтийском и Украинском щитах (в Мончегорском и Криворожском рудопромышленных районах). Однако литолого-теплофизическая однородность нижнего структурного этажа докембрийских платформ и незначительность колебаний величины теплового потока в их пределах позволяют весьма уверенно прогнозировать получение аналогичных

результатов в геологически однотипных, но геотермически не изученных участках. На этом основании на карте (рис. 12) показаны вероятные значения геотермического градиента в пределах Анабарского и Алданского щитов и Енисейского кряжа Сибирской платформы.

Осадочный чехол. Если группу значений, характеризующих щиты и фундамент (рис. 15, б), исключить из общей совокупности данных, полученных в докембрийских структурах (рис. 15, а), т. е. рассмотреть отдельно геотермический градиент в осадочном чехле докембрийских платформ, то для оставшейся части материала среднеарифметическое и модальное значения практически совпадают ($2,0^\circ\text{C}/100\text{ м}$), свидетельствуя о его однородности. Отклонения же среднего геотермического градиента в осадочном чехле докембрийских платформ от этой величины связаны с различной степенью воздействия на геотемпературное поле тех или иных природных факторов.

Большая часть *Русской платформы* (около 80% ее территории) характеризуется значениями градиента в осадочном чехле от $1,5$ до $2,5^\circ\text{C}/100\text{ м}$. Величины менее $1,5^\circ\text{C}/100\text{ м}$ наблюдаются в Прикаспийской и Припятской впадинах, на севере Московской синеклизы, в Мазурско-Белорусской антеклизе и районах Камского свода и Предуральского краевого прогиба. Повышенные значения градиента — более $2,5^\circ\text{C}/100\text{ м}$ — отмечаются в районах Жигулевских и Саратовских дислокаций, на южном склоне Балтийского щита, в районе Ухты, а также в области сочленения Русской платформы с палеозойскими структурами Донбасса и Скифской плиты.

Наибольшее влияние на величину градиента в осадочном чехле оказывают вариации средней теплопроводности пород в рассматриваемом интервале глубин. Так, регионально распространенные значения градиента от $1,5$ до $2,0^\circ\text{C}/100\text{ м}$ отражают преобладание в разрезе карбонатных пород с высокой теплопроводностью. В районах развития еще более теплопроводных соленосных толщ (Прикаспийская, Припятская, Днепровско-Донецкая впадины) фиксируются еще меньшие значения, причем локальными минимумами выделяются отдельные соляные купола (например, Исачковский в Днепровско-Донецкой впадине, Сереговский в Предгиманском прогибе и др.). Следует отметить, что в районах солянокупольной тектоники вследствие больших различий в теплопроводности соли и других осадочных пород геотермический градиент резко варьирует как по площа-

ди, так и в разрезе. В районах преимущественного развития терригенных толщ, имеющих относительно низкую теплопроводность, значения среднего градиента составляют $2,0\text{--}2,5^\circ\text{C}/100\text{ м}$ и более. Особенно велики они в разрезах, сложенных глинистыми разностями (южный склон Балтийского щита, чехол Воронежской антеклизы) или обогащенных органическим веществом (Затиманье). Вместе с тем, вряд ли столь высокие значения градиента, какие наблюдаются южнее Финского залива, могут быть объяснены одной лишь низкой теплопроводностью пород платформенного чехла. Хотя и имеются некоторые сомнения в представительности использованных данных, можно допустить, что природа этого максимума связана с еще невыясненными глубинными влияниями. Не исключено также, что повышенные — более $2,5^\circ\text{C}/100\text{ м}$ — значения градиента в Печорской синеклизе, как и в области сочленения Русской платформы с палеозойскими структурами ее южного обрамления, связаны с несколько большей, чем на остальной части платформы, величиной теплового потока, отражающей относительную молодость проявления активных тектонических процессов в этих регионах.

Наряду с отмеченными вариациями нормального геотемпературного поля на Русской платформе выявляются и его аномалии, преимущественно гидрогеологического происхождения. Это внутренние и внешние области атмосферного питания водоносных горизонтов платформенных артезианских бассейнов (Мазурско-Белорусская и Волго-Уральская антеклизы, восточный склон Балтийского щита и др.), где градиент меньше $1,5^\circ\text{C}/100\text{ м}$, а также участки интенсивной вертикальной миграции подземных вод в зонах пликативных и дизъюнктивных дислокаций в осадочном чехле (Жигулевские и Саратовские дислокации, Ухтинский вал и т. п.), где наблюдается значительная пестрота значений градиента. В последнем случае некоторые локальные вариации градиента меньшей амплитуды могут быть связаны еще и с тепловой анизотропией пород, проявляющейся в условиях мелкой платформенной складчатости, а также с аномально низкой теплопроводностью нефтяных и газовых залежей, приуроченных к таким складам.

На *Сибирской платформе*, изученной пока слабее Русской, значения градиента¹ в основном колеблются в пределах от $1,0$ до $2,5^\circ\text{C}/100\text{ м}$. В восточной части платформы (за исключением Вилюйской синеклизы) значения градиента в рассматриваемом интервале глубин составляют менее $1,5^\circ\text{C}/100\text{ м}$, что связано с высокой теплопроводностью присутствующих в разрезе нижнепалеозойских карбонатных и соленосных толщ. Напротив, в западных районах значения градиента повышены до $1,5\text{--}2,0$, а местами и до $2,5^\circ\text{C}/100\text{ м}$, отражая распространение менее теплопроводных терригенных верхнепалеозойских (Тунгусская синеклиза) и мезозойских (Канско-Тасеевская впадина, Иркутский амфитеатр) толщ. На севере платформы (Норильский район) в осадочном чехле четко проявляются вертикальные вариации градиента: в мезозойском структурном ярусе его значения достигают $3,0^\circ\text{C}/100\text{ м}$, тогда как в палеозойском они не более $2,0$. Поэтому средние значения в отдельных пунктах для всего рассматриваемого интервала определяются конкретными соотношениями мощностей того и другого структурных ярусов.

Центральная часть платформы в геотермическом отношении не изучена и на сводной карте охарактеризована лишь предположительно. При дальнейшем ее исследовании одной из важнейших задач является выяснение возможного влияния остаточного тепла регионально распространенного траппового магматизма, которое может проявиться в больших, чем показано на карте, значениях градиента в рассматриваемом интервале.

¹ Значения градиента, приводимые для районов распространения многолетнемерзлых пород, во всех случаях относятся к подмерзлотной толще.

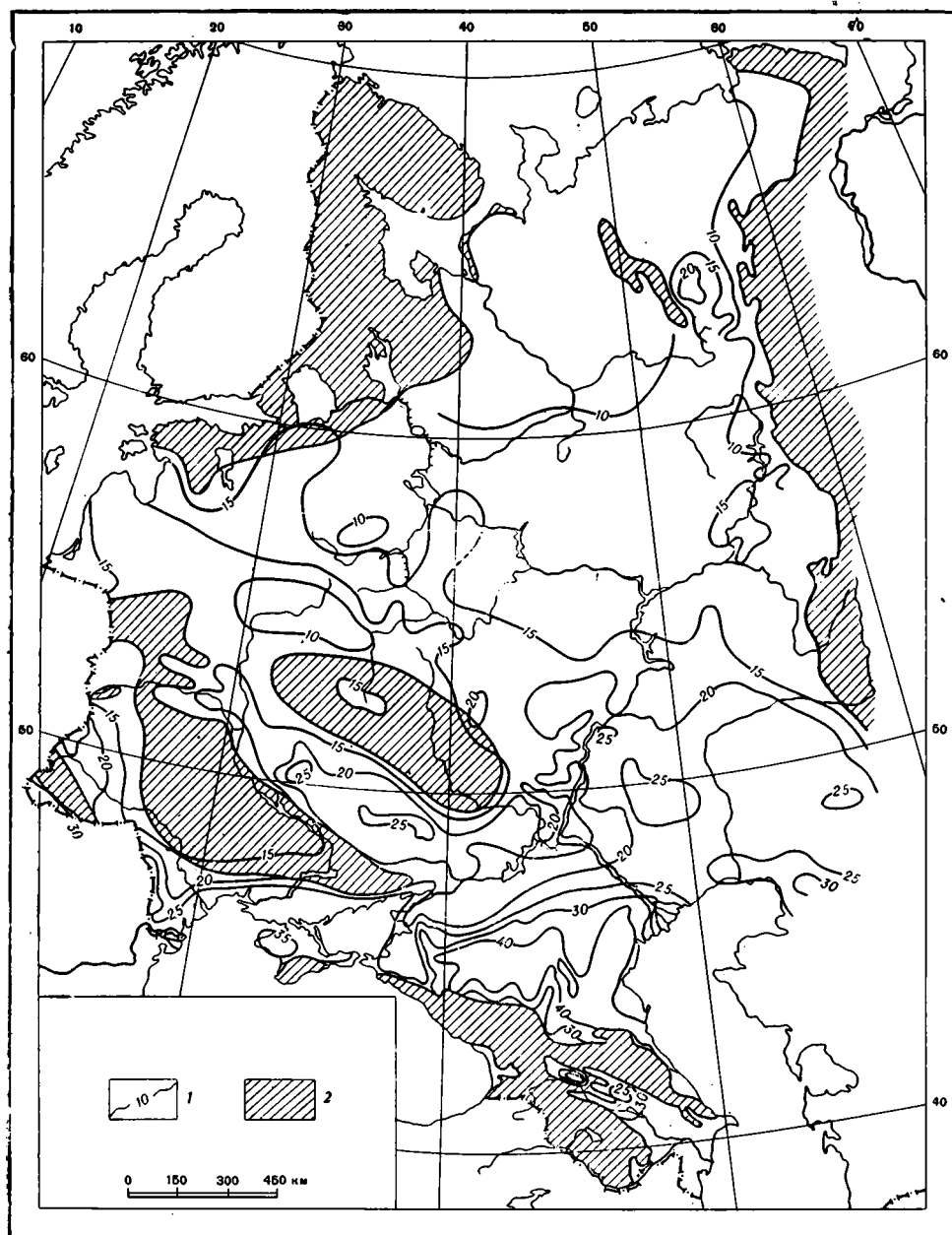


Рис. 16. Схематическая геотермическая карта-срез территории Европейской части СССР на глубине 500 м. Составила А. Я. Велюго, 1968 г.

1 — изотермы; 2 — кристаллический фундамент

Как и на Русской, на Сибирской платформе отмечаются региональные и локальные гидротермические аномалии. Региональные аномалии, проявляющиеся в снижении градиента до значений, меньших $1,5^\circ \text{C}/100 \text{ м}$, отмечаются в периферических частях платформы, примыкающих к внешним областям питания водоносных горизонтов осадочного чехла (Восточному Саяну и т. п.). Локальные аномалии, выражающиеся большей частью в повышении градиента, приурочены к зонам тектонических наруше-

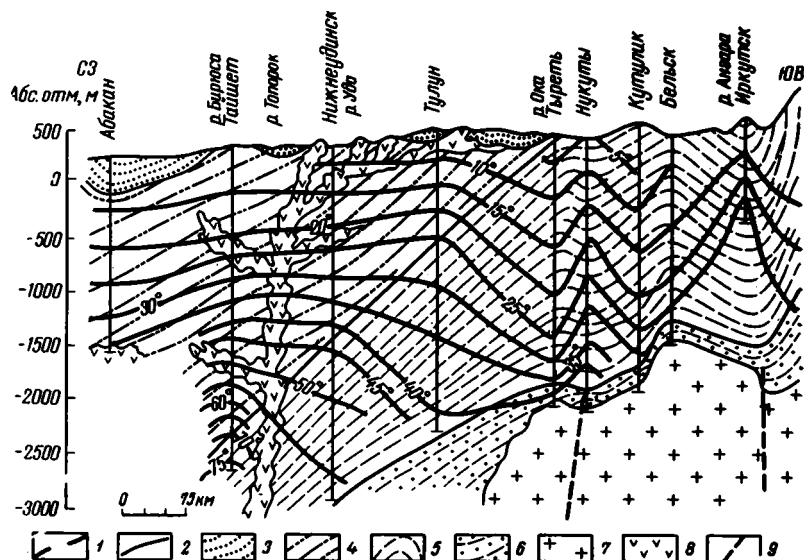


Рис. 17. Геотермический профиль через Иркутский амфитеатр. Составила С. В. Лысак, 1965 г.

1 — изотермы; 2 — границы литолого-стратиграфических комплексов. Комплексы: 3 — терригенный (D—I); 4 — карбонатно-терригенный (Cm₂₋₃—O); 5 — карбонатно-соле-носный (Cm₁); 6 — песчано-сланцевый (Pt); 7 — кристаллические породы фундамента (Ar); 8 — траппы; 9 — тектонические нарушения

ний (Усть-Кут, Нукуты, Иркутск). Обособляется в геотермическом отношении район Вилюйской синеклизы. Средний градиент в верхней части осадочного чехла здесь повышен до 3,0—3,5° C/100 м. Это может быть связано не только с низкой теплопроводностью преобладающих в разрезе мезозойских терригенных толщ, но и с несколько повышенным значением теплового потока в этой части платформы, характеризующейся относительной молодостью активных тектонических процессов (интенсивные погружения в мезозое) и к тому же примыкающей к более молодой — мезозойской Верхоянской складчатой области.

Закономерности, отмеченные при анализе распределения геотермического градиента в осадочном чехле докембрийских платформ, обуславливают и особенности распределения глубинных температур. Характер последнего иллюстрируется данными табл. 20 и рис. 13, 16 и 17.

Области палеозойской складчатости

Сведения о геотермическом градиенте в палеозойских структурах СССР получены при наблюдениях на территории Западно-Сибирской, Турганской и Скифской плит, Донецкого бассейна, Уральской, Казахской и Алтае-Саянской складчатых систем. Общее распределение данных показано на рис. 18, а. Оно в общем симметрично, причем совпадающие среднеарифметическое и модальное значения равны 3,35° C/100 м. Минимальное и максимальное значения градиента соответственно равны 1,0 и 6,0° C/100 м, а половина высоты гистограммы (67% данных) отвечает интервалу 2,0—4,0° C/100 м.

В общую совокупность входят данные, характеризующие осадочный чехол плит, их фундамент, а также различные структурные этажи складчатых систем. Учитывая литологические особенности пород, слагающих

Таблица 20

Распределение температур в осадочном чехле докембрийских платформ
(в числителе — минимальное и максимальное значения, в знаменателе — среднее)

Район	Температура (°C) на глубине (м)						Мощность много- летне- мерзлых пород, м	Наибольшая глубина фундамента, м	Темпера- тура на этой глу- бине, °C	Средний геотер- мический, градиент, °C/100 м	Глубина залегания (м) изотерм	
	500	1000	1500	2060	2500	3000					50°	100°
Русская платформа												
Волго-Уральская анте- клиз	$\frac{5-28}{16}$	$\frac{13-38}{24}$	$\frac{19-51}{34}$	—	—	—	—	1050—2300	26—53	$\frac{0,7-2,9}{1,8}$	1470—1870	—
Московская синеклиз	$\frac{7-16}{13}$	$\frac{10-24}{18}$	$\frac{14-42}{29}$	$\frac{17-56}{41}$	—	—	—	5000	50	$\frac{0,7-2,7}{1,6}$	1660—3690	—
Печорская синеклиз	$\frac{7-22}{14}$	$\frac{14-38}{27}$	$\frac{26-54}{38}$	$\frac{34-74}{55}$	$\frac{57-93}{69}$	$\frac{47-111}{84}$	—	7000	150	$\frac{1,3-4,1}{2,7}$	1330—3230	2690—3960
Прикаспийская впадина	$\frac{13-42}{26}$	$\frac{23-51}{36}$	$\frac{30-62}{45}$	$\frac{31-77}{52}$	$\frac{33-85}{59}$	$\frac{35-107}{66}$	—	15500	200	$\frac{0,5-3,7}{2,0}$	970—3400	—
Припятский прогиб	$\frac{10-23}{15}$	$\frac{17-35}{22}$	$\frac{24-47}{31}$	$\frac{30-54}{37}$	$\frac{38-65}{49}$	$\frac{40-67}{51}$	—	5000	100	$\frac{1,0-2,0}{1,4}$	1720—4000	—
Днепровско-Донецкий прогиб	$\frac{13-30}{23}$	$\frac{22-49}{36}$	$\frac{35-64}{48}$	$\frac{49-84}{63}$	$\frac{58-99}{76}$	$\frac{67-119}{90}$	—	8000	200	$\frac{1,4-3,5}{2,7}$	1040—2040	2470—5400

Сибирская платформа

Северный склон Алдан- ского щита		$\frac{3-4}{3,5}$	10,5	—	—	—	—	80—100	1500—2500	20—25	0,7—1,3	—	—
Тунгусская синеклиза	Норильский район	$\frac{4-13}{8}$	$\frac{15-25}{20}$	$\frac{27-37}{32}$	$\frac{38-48}{43}$	—	—	30—70	4500—5500	96—105	2,3	2100	5500—5300
	Тунгусская скважина	4	13	22	31	40	49	90	4500	76	1,8	3050	—
Моноклиналь северо- восточного склона Вос- точного Саяна и южная часть Прибайкальского сводового поднятия		$\frac{6-13}{11}$	$\frac{13-19}{15}$	$\frac{19-25}{22}$	$\frac{26-31}{28}$	$\frac{32-44}{39}$	—	—	2700—2800	38—47	1,4	—	—
Центральная часть При- байкальского сводового поднятия и центральное поле Иркутского амфи- театра		$\frac{13-19}{15}$	$\frac{21-28}{25}$	$\frac{28-31}{29}$	$\frac{32-36}{35}$	$\frac{39-42}{40}$	—	—	3800—4000	67—74	1,5	$\frac{3250-3050}{3100}$	—
Канско-Тасеевская впа- дина		$\frac{15-16,5}{16}$	$\frac{22-26}{24}$	$\frac{30-37}{34}$	$\frac{40-51}{45}$	$\frac{46-67}{54}$	$\frac{57-78}{62}$	—	5500—7000	100—135	1,7—2,5	$\frac{2750-2650}{2700}$	$\frac{5500-4500}{6000}$
Рыбинская впадина		16	28	39	51	62	—	—	2000—2500	>60	2,3	2000	—
Вилуйская синеклиза		$\frac{0-9}{3}$	$\frac{10-21}{14}$	$\frac{22-34}{28}$	$\frac{34-47}{42}$	$\frac{46-63}{55}$	$\frac{55-83}{68}$	До 650	6000—9000	150—250	1,6—4,0	$\frac{2200-2600}{2400}$	$\frac{3500-4100}{3800}$

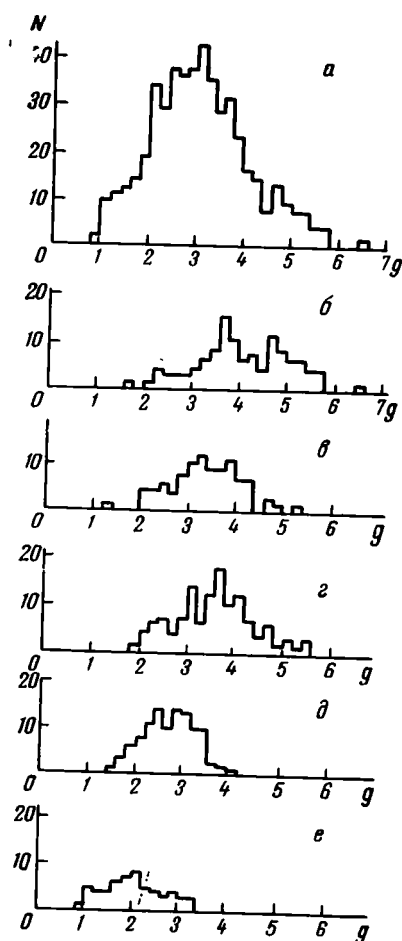


Рис. 18. Гистограммы величин геотермического градиента в областях палеозойской складчатости на территории СССР

N — число значений; g — величина градиента; a — общая совокупность значений; выборочные совокупности данных; b — по Западно-Сибирской плите, $в$ — по Туранской плите, $г$ — по Скифской плите, $д$ — по Донбассу, $е$ — по горноскладчатым сооружениям

те или иные элементы палеозойских структур, следует дифференцированно подходить к анализу распределения геотермического градиента в их пределах, рассматривая его вариации отдельно в каждом из них. При этом выявляется теплофизическая специфика крупных литолого-формационных комплексов (рис. 18 и табл. 21).

Осадочный чехол. Значения геотермического градиента в осадочном чехле эпипалеозойских плит (рис. 12 и 18, b , $в$, $г$, табл. 22) намного выше, чем на докембрийских платформах, составляя в среднем $3,5-4,0^\circ \text{C}/100 \text{ м}$.

Высокие значения градиента в чехле этих структур объясняются важной особенностью его состава, резко отличающей его от чехла докембрийских платформ, а именно — повсеместным распространением на территории эпипалеозойских плит мощных кайнозойских терригенных, преимущественно глинистых толщ с низкой теплопроводностью. Типичным примером таких толщ является майкопская свита Предкавказья. В литературе эти толщи

часто условно называют «теплоизолирующими» и даже «теплоупорными», подчеркивая их влияние на распределение глубинных температур. В чехле докембрийских платформ у них нет аналогов; встречающиеся там более древние глинистые пачки имеют гораздо меньшую мощность и распространены ограниченно. Сходство геологического строения и геотермических условий осадочного чехла эпипалеозойских плит позволило провести предположительные изолинии значений градиента через геотермически не изученные акватории Каспийского и Азовского морей.

Хотя значения градиента и соответственно глубинных температур в осадочном чехле эпипалеозойских плит выше, чем в любых других структурах СССР (за исключением, пожалуй, лишь районов позднекайнозойского вулканизма) на тех же уровнях, не следует полагать, как это иногда делается, что это области максимальной геотермальной активности. Объективным мерилom последней может служить лишь величина теплового потока из недр, а она в пределах стабильных палеозойских структур хотя и больше, чем в докембрийских, но меньше, чем в более молодых мезозойских и кайнозойских складчатых областях.

При более детальном анализе распределения градиента в различных участках эпипалеозойских плит выявляются более или менее значительные отклонения от преобладающих значений.

Так, на Западно-Сибирской плите градиент варьирует в весьма широких пределах — от $1,7$ до $6,6^\circ \text{C}/100 \text{ м}$. Распределение всех известных

значений, приведенное на рис. 18,6, достаточно сложно и обнаруживает два максимума со значениями 3,7 и 4,7° С/100 м. Среднеарифметическое значение равно 4,0° С/100 м. Как видно на карте (рис. 12), около 75% площади Западно-Сибирской плиты характеризуется величинами градиента от 3,0 до 4,5° С/100 м.

Относительное понижение градиента в северо-восточной части плиты, где он составляет 3,0—3,5° С/100 м, может быть связано с некоторым увеличением песчанности разреза и, по-видимому, с несколько меньшим значением теплового потока в этой части плиты, имеющей наиболее древний (байкальский?) фундамент. В последнее время появились

Т а б л и ц а 21

Распределение геотермического градиента (в °С/100 м) в палеозойских структурах СССР

Формации	Регионы	Мин.	Макс.	Среднее	Наиболее распространенные значения	Характерные пики
Платформенные (осадочный чехол плит)	Западно-Сибирская плита	1,7	6,6	4,0	3,0—5,0	3,7; 4,7
	Туранская плита . .	2,0	5,3	3,4	3,0—4,0	—
	Скифская плита . .	2,3	5,9	3,8	3,0—4,5	3,7; 4,7
Орогенные (верхний структурный этаж впадин и прогибов складчатых систем)	Донецкий бассейн	1,5	4,1	2,7	2,0—3,6	2,5; 3,0
	Казахская и Алтае-Саянская складчатые области	—	—	2,5	2,0—3,0	—
Геосинклинальные (нижний и средний структурные этажи складчатых систем и фундамент плит)	Горноскладчатые области	0,9	2,0	1,5	1,0—2,0	—
	Фундамент плит . .	1,0	2,8	2,0	1,5—2,5	—
Общее		0,9	6,6	3,35	2,0—4,0	

публикации (Зимин, Канторович, Швыдкова, 1967), посвященные выяснению взаимосвязи значений градиента в чехле плиты с возрастом фундамента и подтверждающие этот вывод. Снижение градиента до значений менее 3,0° С/100 м в окраинных частях плиты, очевидно, связано с охлаждающим влиянием инфильтрационных вод, поступающих из близлежащих областей питания (Урал, Казахский мелкосопочник, Алтай, Томь-Колыванская складчатая зона, Енисейский кряж).

В западной и южных частях плиты, напротив, отмечаются резко повышенные значения градиента (4,5—6,0°/100 м), формирующие второй максимум на гистограмме. Это — самая крупная региональная положительная аномалия геотемпературного поля в пределах СССР. Удовлетворительного объяснения этой аномалии пока не существует, и, вероятно, правильнее всего связывать ее с комплексом причин — низкой теплопроводностью пород, их тектонической нарушенностью, выражающейся в существовании мелких пликтивных структур и наличии дизъюнктивов (в том числе установленных здесь глубинных разломов), а также обусловленной последним обстоятельством относительно интенсивной миграцией подземных вод. Вместе с тем, здесь трудно ожидать более интенсивного притока тепла из фундамента, так как величина градиента в нем, измеренная в районе геотермического максимума в осадочной толще, с учетом теплопроводности пород фундамента соответствует значениям потока, типичным для герцинских структур.

На *Туранской плите* среднее значение градиента немного меньше — около $3,4^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ — и диапазон его колебаний несколько уже — от $2,0$ до $5,3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ (рис. 18, в). Более 80% площади плиты характеризуется значениями градиента от $3,0$ до $4,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Понижение градиента на периферии плиты, как и в Западной Сибири, очевидно, связано с близостью гидрогеологических областей питания. Увеличение градиента в районе Южно-Мангышлакского прогиба, наоборот, отражает восходящее движение нагретых на глубине подземных вод. Менее ясна природа минимума в Северо-Устьюртском прогибе и максимумов в районе Центрально-Каракумского свода и вокруг Аральского моря. Возможно, что они тоже обусловлены гидрогеологическим фактором: так, Аральское море является региональной дренажной для водоносных горизонтов осадочного чехла. Что же касается Центрально-Каракумского свода, то в этом районе на распределение градиента влияет еще и наличие структур низших порядков, заключающих в себе нефтяные и газовые залежи. В зоне развития соленосных отложений на юге плиты возможны резкие вариации градиента. Наконец, термальные источники в останцовых горах Кызылкумов (поднятие Букантау и др.) свидетельствуют о существовании локальных положительных аномалий геотемпературного поля, обусловленных местной разгрузкой подземных вод по зонам нарушений.

На *Скифской плите* распределение градиента аналогично наблюдаемому в Западной Сибири. Оно также имеет два максимума со значениями $3,7$ и $4,7^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ (рис. 18, г) при среднеарифметическом, равном $3,8$. Как и в Западной Сибири, большая часть территории плиты характеризуется значениями среднего градиента от $3,0$ до $4,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Пониженные значения градиента (менее $3,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) отмечаются только в северной части плиты, на остальной территории в разных местах фиксируются только более или менее резко выраженные максимумы. Самыми крупными из них являются положительные аномалии Тарханкутского вала и Керченского полуострова, обусловленные движением подземных вод, а также зона повышенных значений градиента в Центральной Предкавказье. Наряду с существованием в осадочном чехле этого района нефтегазоносных структур и притоком тепла подземными водами из соседних прогибов, причиной увеличения градиента здесь является, по-видимому, относительно повышенная геотермальная активность этой зоны. Последнее подтверждается прямыми измерениями теплового потока и проявлением на периферии Ставропольского поднятия кайнозойского магматизма (лакколиты Пятигорья), отразившемся в существовании характерной локальной положительной гидротермической аномалии района Кавказских минеральных вод.

Как и на докембрийских платформах, распределение температур в осадочном чехле эпипалеозойских плит (табл. 22, рис. 13, 19, 20) согласуется с особенностями распределения геотермического градиента, являясь следствием одних и тех же причин.

Орогенные формации. Эти формации слагают верхний структурный этаж палеозойских складчатых сооружений. От платформенных они отличаются более высокой теплопроводностью, что обусловлено не столько большей степенью метаморфизма, сколько иным вещественным составом. Поэтому значения градиента в них несколько меньше, чем в осадочном чехле плит. Так, в карбонатно-терригенных породах Донбасса градиент варьирует от $1,5$ до $4,1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ (рис. 18, д), причем подавляющее большинство значений лежит в интервале $2,0$ — $3,6^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Среднеарифметическое значение распределения равно $2,7$. Районы более высоких значений градиента пространственно совпадают с участками наибольшей угленосности, что связано с низкой теплопроводностью углей. В разновозрастных и более древних межгорных впадинах Алтая и Казахстана преобладающие значения градиента в верхнем структурном этаже

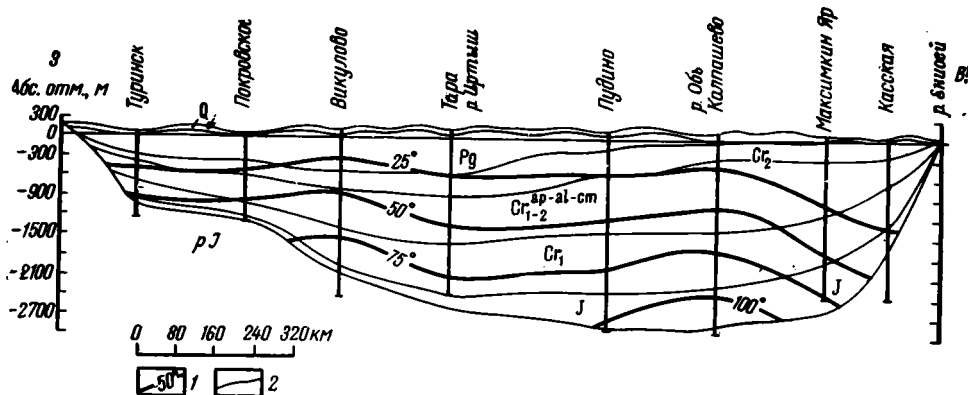


Рис. 19. Геотермический профиль через Западно-Сибирскую плиту. Составил Б. Ф. Маврицкий, 1958 г.

1 — изотермы; 2 — стратиграфические границы

чуть ниже, чем в Донбассе, — от 1,5 до 2,5°С/100 м, также повышаясь (до 2,5—3,0) в районах наибольшей угленосности — на Кемеровском и Кузнецком месторождениях Кузнецкого поперечного прогиба, Черногорском месторождении Минусинской впадины, в Карагандинской впадине. Понижение градиента на периферии впадин отражает, очевидно, близость гидрогеологических областей питания. Данные о распределении температур в верхнем структурном этаже палеозойских складчатых сооружений приведены в табл. 23 и на рис. 13.

Геосинклинальные формации, слагающие нижние структурные этажи складчатых сооружений и фундамент плит, имеют наибольшую теплопроводность и характеризуются наименьшими значениями градиента из наблюдаемых в палеозойских структурах — от 0,9 до 2,0°С/100 м (рис. 18, е). На Урале, например, зафиксированы значения, лежащие в интервале 0,9—1,6, в Кокчетавском массиве и на Сарысу-Тенизском поднятии — 1,1—1,5, в пределах Рудного Алтая — 1,3—2,0. Примерно такие же значения — от 1,6 до 2,0 — преобладают в фундаменте Западно-Сибирской плиты. Однако местами — на Верхне-Казымском поднятии,

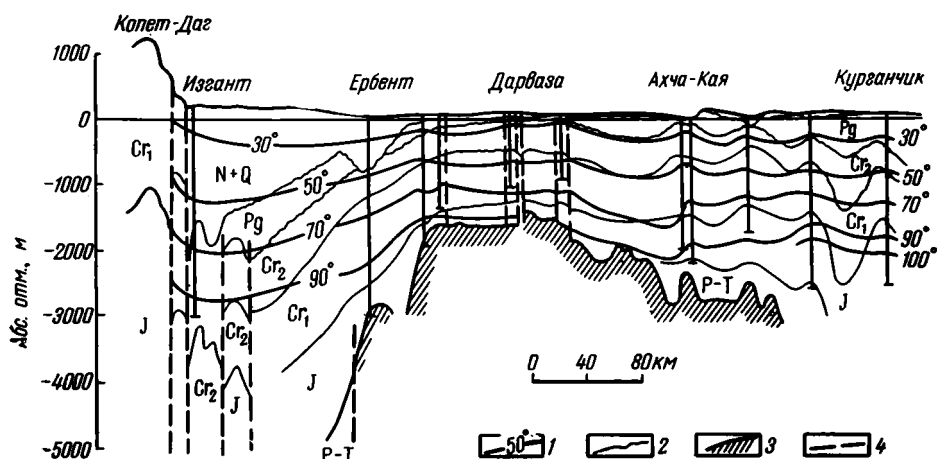


Рис. 20. Схематический геотермический профиль Копет-Даг — Тахтакаирский вал. Составил В. Ф. Борзасеков, 1967 г.

1 — изотермы; 2 — линии стратиграфических подразделений; 3 — кровля фундамента; 4 — тектонические нарушения

Распределение температур в осадочном чехле эоценовых плит
(в числителе — минимальное и максимальное значения, в знаменателе — среднее)

Р а й о н		Температура (°С) на глубине (м)						Наибольшие глубины фундамента, м	Темпера- туры на этих глу- бинах, °С	Средний геотерми- ческий градиент, °С/100 м	Глубина залегания (м) изотерм	
		500	1000	1500	2000	2500	3000				50°	100°
Западно-Сибирская плита												
Центральная часть плиты		$\frac{15-28}{22}$	$\frac{27-44}{34}$	$\frac{43-63}{50}$	$\frac{56-96}{68}$	$\frac{72-101}{84}$	$\frac{85-122}{116}$	3100—3200	96—126	3,0—5,0	$\frac{1200-1770}{1500}$	$\frac{2100-2500}{2300}$
Северная часть плиты (Обь-Тазовское междуречье)		$\frac{7-16}{11}$	$\frac{17-34}{25}$	$\frac{36-52}{42}$	$\frac{50-69}{58}$	$\frac{63-71}{67}$	$\frac{77-84}{80}$	3500—4000	100—125	2,5—3,0	$\frac{1500-2000}{1750}$	$\frac{2900-3850}{3400}$
Восточно- Уральский склон	Южная часть	$\frac{17-40}{21}$	$\frac{31-54}{42}$	$\frac{54-80}{64}$	$\frac{75-93}{86}$	—	—	2000—2400	80—116	4,0—6,0	$\frac{700-1200}{950}$	$\frac{1500-2000}{1750}$
	Северная часть	$\frac{8-16}{12}$	$\frac{29-38}{33}$	$\frac{51-61}{54}$	$\frac{69-84}{77}$	—	—	2000—2500	75—85	3,9—4,7	$\frac{1140-1500}{1336}$	—
Северо- Казахстанский склон	Центральная часть (Павлодар- ское Прииртышье)	$\frac{23-33}{27}$	$\frac{43-58}{52}$	$\frac{63-85}{77}$	—	—	—	1500—1800	82—102	3,5—6,0	$\frac{810-1300}{1050}$	$\frac{1800-1900}{1850}$
	Западная часть	$\frac{20-21}{20}$	$\frac{32-40}{33}$	—	—	—	—	1300—1400	53—55	2,4—3,8	—	—
Приенисей- ский склон	Южная часть	$\frac{6-14}{10}$	$\frac{17-25}{22}$	$\frac{33-38}{36}$	—	—	—	1200—1700	33—39	2,2—3,0	—	—
	Северная часть	$\frac{4-10}{7}$	$\frac{16-25}{21}$	$\frac{28-40}{35}$	$\frac{40-58}{50}$	$\frac{52-76}{66}$	—	2800—3000	79—87	2,0—3,0	$\frac{1770-2460}{2100}$	—

Туранская плита

Центрально-Каракумский свод	Купольная часть	$\frac{40-58}{46}$	$\frac{56-69}{61}$	$\frac{70-81}{77}$	$\frac{93-96}{94}$	—	—	До 2300	103	3,1—4,1	$\frac{300-800}{550}$	2100—2200
	Южный склон	$\frac{35-40}{38}$	$\frac{51-56}{53}$	$\frac{66-72}{68}$	$\frac{82-89}{84}$	$\frac{97-105}{100}$	$\frac{113-122}{117}$	3500	138	2,9—3,3	$\frac{800-1000}{900}$	2500
Приаралье (Восточно-Аральская впадина)		$\frac{30-32}{31}$	$\frac{51-53}{52}$	$\frac{71-73}{72}$	—	—	—	До 1500	72	3,3—4,3	920—950	—
Северо-Устюртско-Челкарская зона прогибов ¹		$\frac{22-26}{24}$	$\frac{33-43}{38}$	$\frac{45-59}{53}$	76	92	108	6000	>250	2,5—3,3	1200—1700	2700
Южно-Мангышлакский прогиб		$\frac{30-36}{33}$	$\frac{45-52}{50}$	$\frac{59-71}{68}$	$\frac{74-91}{87}$	—	—	До 4000	>150	3,4—4,6	$\frac{850-1150}{1000}$	2300
Бухаро-Хивинская зона ступеней		$\frac{34-42}{39}$	$\frac{50-62}{56}$	$\frac{66-82}{72}$	$\frac{82-102}{90}$	$\frac{100-108}{104}$	$\frac{114-122}{118}$	До 5000	>150	3,0—4,3	$\frac{600-1000}{800}$	2000—2500
Бахардокская периплатформенная моноклиналь		$\frac{27-33}{31}$	$\frac{38-47}{43}$	$\frac{48-62}{55}$	$\frac{55-76}{67}$	$\frac{62-91}{77}$	$\frac{70-105}{88}$	7300—7500	100—200	2,3—3,3	—	—
Чуйская синеклиза		$\frac{26-29}{28}$	$\frac{42-50}{47}$	$\frac{59-70}{65}$	$\frac{76-90}{84}$	—	—	2500—3000	92—118	3,2—4,0	$\frac{1000-1200}{1000}$	—
Сырдарьинская и Приташкентская впадины		$\frac{29-36}{32}$	$\frac{45-58}{51}$	$\frac{62-81}{70}$	$\frac{85-104}{92}$	107,5	—	2700—3000	120—130	3,2—4,5	$\frac{800-1150}{1000}$	$\frac{1900-2300}{2100}$
Мургабская впадина (южный борт)		$\frac{30-33}{32}$	$\frac{46-50}{48}$	$\frac{63-67}{65}$	$\frac{80-84}{82}$	$\frac{97-101}{99}$	$\frac{113-118}{115}$	Около 4000	До 140	3,3	1000—1200	2400—2500

Скифская плита

Азово-Кубанская и Терско-Кумская впадины	$\frac{19-59}{36}$	$\frac{31-84}{52}$	$\frac{43-111}{70}$	$\frac{62-124}{86}$	$\frac{70-146}{108}$	$\frac{79-167}{115}$	5500	150	$\frac{1,4-5,2}{3,2}$	590—1680	1300—4460
Ставропольское поднятие	$\frac{25-56}{40}$	$\frac{41-83}{63}$	$\frac{55-110}{82}$	$\frac{66-124}{99}$	—	—	980—2900	59—139	$\frac{2,0-6,6}{4,0}$	520—1350	1320—2540

¹ Данные характеризуют северо-западные и северные прибортовые части прогибов.

Распределение температуры в верхнем структурном этаже складчатых сооружений
(в числителе — минимальное и максимальное значения, в знаменателе — среднее)

Этаж складчатости	Структуры		Температура (°С) на глубине (м)						Наибольшая глубина фундамента, м	Температура на этой глубине, °С	Средний геотермический градиент, °С/100 м	Глубина залегания (м) изотерм	
			500	1000	1500	2000	2500	3000				50°	100°
Палеозойский	Южно-Минусинская впадина		$\frac{15-22}{18}$	$\frac{22-35}{29}$	$\frac{34-48}{42}$	$\frac{40-64}{54}$	$\frac{56-82}{70}$	$\frac{56-97}{84}$	5000—7000	130—160	1,4—3,1	1600—2200	3100—5000
	Кузнецкий прогиб		$\frac{15-23}{18}$	$\frac{22-38}{29}$	$\frac{29-52}{40}$	$\frac{35-67}{52}$	$\frac{54-81}{68}$	$\frac{65-95}{80}$	6000—8000	>200	1,3—2,8	1400—3100	3200—4300
	Зее-Буреинская впадина		15	30	46	61	77	92	До 3000	92	3,1	1600—1700	—
	Предуральский краевой прогиб		$\frac{6-20}{14}$	$\frac{13-24}{21}$	$\frac{22-30}{27}$	$\frac{31-33}{36}$	$\frac{39-49}{44}$	$\frac{45-58}{51}$	Сев. ч. до 5000 южн. ч. до 15 500	До 70 >200	$\frac{1,0-1,8}{1,5}$	2700—3500	—
	Большой Донбасс		$\frac{14-30}{22}$	$\frac{23-47}{35}$	$\frac{34-63}{50}$	$\frac{40-78}{60}$	$\frac{53-96}{78}$	$\frac{55-114}{84}$	>8000	>200	$\frac{1,5-3,2}{2,4}$	1100—2700	2700—6000
	Хатангский прогиб ¹	Восточная окраина (Нордвикский район)	$\frac{0,0-0,2}{0,1}$	$\frac{10-12}{11}$	$\frac{19-25}{22}$	$\frac{29-37}{32}$	$\frac{33-50}{43}$	$\frac{48-62}{56}$	5000—6000	85—100	2—2,5	$\frac{2500-3100}{2800}$	5500—6000
		Западная окраина (район Усть-Порта)	$\frac{5-10}{8}$	$\frac{19-25}{22}$	$\frac{33-40}{97}$	$\frac{42-55}{51}$	70	—	2800—3000	79—82	—	$\frac{1800-2000}{1900}$	—
Мезозойский	Боргойская впадина		18	28	41	—	—	—	До 2000	До 53	2,5	—	—
	Приверхоянский краевой прогиб		$\frac{0-9}{2}$	$\frac{10-21}{14}$	$\frac{19-34}{26}$	$\frac{29-47}{38}$	$\frac{38-64}{51}$	$\frac{48-80}{64}$	9000	>300	1,5—4,0	2200—2800	Около 4000

¹ Мощность многолетнемерзлых пород до 400—600 м.

Т а б л и ц а 23 (продолжение)

Этап складчатости	Структуры	Температура (°C) на глубине (м)						Наибольшая глубина фундамента, м	Температура на этой глубине, °C	Средний геотермический градиент, °C/100 м	Глубина залегания (м) изотерм	
		500	1000	1500	2000	2500	3000				50°	100°
Кайнозойский	Альпийский											
	Рионская впадина	$\frac{24-36}{27}$	$\frac{34-46}{39}$	$\frac{43-61}{51}$	$\frac{52-77}{62}$	$\frac{64-91}{74}$	$\frac{74-107}{84}$	>8000	160—200	$\frac{1,8-3,1}{2,2}$	1800—1900	Около 2700
	Куринская впадина	$\frac{22-37}{27}$	$\frac{32-59}{44}$	$\frac{42-83}{63}$	$\frac{51-103}{78}$	$\frac{61-125}{97}$	$\frac{71-148}{110}$	>14 000	>300	$\frac{2,0-4,5}{3,3}$	—	—
	Индоло-Кубанский крайовой прогиб	$\frac{23-43}{27}$	$\frac{32-50}{41}$	$\frac{46-66}{57}$	$\frac{54-92}{73}$	$\frac{80-107}{86}$	$\frac{74-129}{100}$	10000—11000	200—300	2,0—4,5	1000—1750	2130—4300
	Терско-Каспийский крайовой прогиб	$\frac{26-68}{42}$	$\frac{39-75}{54}$	$\frac{56-89}{67}$	$\frac{67-98}{81}$	$\frac{93-113}{98}$	$\frac{89-130}{106}$	9000—10 300	>250	1,8—3,7	425—1235	2110—3500
	Западно-Туркменская впадина	$\frac{22-34}{30}$	$\frac{37-48}{43}$	$\frac{52-62}{56}$	$\frac{64-76}{68}$	$\frac{70-90}{79}$	$\frac{86-104}{93}$	14000—15000	280—310	2,1—2,9	500—1800	2800—3600
Тихоокеанский	Предкопетдагский крайовой прогиб	$\frac{27-30}{28,5}$	$\frac{36-42}{39}$	$\frac{45-49}{47}$	$\frac{54-60}{57}$	$\frac{65-74}{69}$	$\frac{74-84}{79}$	До 10 000	>200	1,8—2,2	1550—1800	—
	Западно-Камчатский прогиб	24	$\frac{33-38}{36}$	$\frac{42-52}{47}$	$\frac{50-65}{58}$	—	—	>3000	>75	2,8	1470	3400
	Восточно-Камчатский прогиб	$\frac{22-26}{24}$	$\frac{29-42}{35}$	$\frac{49-56}{52}$	$\frac{63-71}{67}$	—	—	—	—	2,8	$\frac{1300-1530}{1415}$	$\frac{2970-3350}{3160}$
	Западно-Сахалинский синклинорий	$\frac{20-25}{23}$	$\frac{32-40}{36}$	55,0	70,0	—	—	До 6000	>200	2,5—3,0	—	—
	Восточно-Сахалинский синклинорий	$\frac{10-19}{34}$	$\frac{21-36}{30}$	$\frac{36-53}{46}$	$\frac{57-64}{60}$	—	—	До 6000	>200	2,4—3,4	—	—

Т а б л и ц а 23 (окончание)

Этап складчатости	Структуры	Температура (°C) на глубине (м)						Наибольшая глубина фундамента, м	Температура на этой глубине, °C	Средний геотермический градиент, °C/100 м	Глубина залегания (м) изотерм	
		500	1000	1500	2000	2500	3000				50°	100°
Кайнозойский Неотектонический	Предгорья Памиро-Алая (Сурхандарьинская, Кулябская впадины)	$\frac{28-31}{30}$	$\frac{39-46}{43}$	$\frac{59-60}{59}$	73	87	100	>7000	>150	2,2—3,0	1200	3000
	Кушкинская группа поднятий	$\frac{38-46}{42}$	$\frac{56-69}{62}$	$\frac{73-92}{82}$	$\frac{91-115}{103}$	$\frac{108-118}{112}$	$\frac{125-138}{130}$	4000—5000	160—200	3,5—4,0	600—850	1700—1800
	Ферганская впадина	$\frac{25-37}{32}$	$\frac{38-52}{44}$	$\frac{32-68}{58}$	$\frac{62-84}{70}$	$\frac{79-100}{98}$	$\frac{90-116}{103}$	>10 000	>250	2,0—3,2	$\frac{1100-1600}{1350}$	$\frac{2500-3000}{2750}$
	Илийская впадина	$\frac{16-24}{19}$	$\frac{28-37}{32}$	$\frac{39-49}{46}$	$\frac{50-64}{59}$	$\frac{62-76}{69}$	$\frac{74-91}{82}$	2500—4000	70—120	2,3—3,0	$\frac{1550-2000}{1700}$	3300
	Иссык-Кульская впадина	20	36	52	68	—	—	Около 2000	68—70	3,2	1500	—
	Зайсанская впадина	21	34	46	—	—	—	Около 1500	46	2,5	—	—
	Тункинская впадина	15	23	40	53	—	—	3000	76	2,6	950—1900	—
	Селевгинская впадина	13—22	22—34	30—45	46—64	—	53—71	4000	100—125	2,0—2,9	1564	—
	Баргузинская впадина	9	24	44	—	—	—	1400	38	2,7	—	—

в Иртышской (Омской) синеклизе — здесь отмечаются более высокие значения (2,8—2,9). Это отражает гетерогенность фундамента плиты, к которому до недавнего времени относились все доюрские образования. В то же время среди последних можно выделить, наряду с типичными геосинклинальными формациями, аналоги орогенных толщ верхнего структурного яруса складчатых систем и другие субплатформенные образования. Это эффузивно-осадочные толщи, имеющие возраст от рэт-лейаса до верхнего карбона, а на северо-востоке — вплоть до рифея. На Русской платформе их аналогами являются породы каратауской, балтийской, валдайской серий. Все такие толщи, обычно включаемые в фундамент, слабо метаморфизованы и имеют пониженную теплопроводность, чем и объясняется увеличение градиента на таких участках по сравнению с районами, сложенными кристаллическими толщами.

Области мезозойской складчатости

Структуры, сформированные в мезозойский этап тектогенеза, расположены на востоке страны. Это Верхояно-Чукотская и Сихотэ-Алиньская складчатая области. Сюда же могут быть причислены и некоторые наложенные впадины Забайкалья (впадины тихоокеанского типа). Районы эти в геотермическом отношении практически не изучены, и поэтому представления о распределении температур в их недрах, отраженные на картах (рис. 12 и 13), пока гипотетичны. Они основаны на мировых данных о величине теплового потока в таких областях (тоже пока недостаточных) и литолого-формационных различиях отдельных элементов этих структур.

Наиболее вероятные значения геотермического градиента в верхней части земной коры на территории этих областей должны заключаться в диапазоне 1,5—3,0° C/100 м. В верхнем структурном ярусе, сложенном терригенными неметаморфизованными и слабометаморфизованными толщами (Предверхоанский и Зырянский прогибы, наложенные впадины Забайкалья), градиент, по-видимому, несколько повышен и составляет 2,5—3,0° C/100 м. Наиболее низкие значения градиента — 1,5—2,0° C/100 м — можно ожидать в Колымском, Омолонском и других подобных массивах. Значения глубинных температур, установленные в наиболее изученных участках этих областей, приведены в табл. 23.

Области кайнозойской складчатости

Геотермические условия этих областей весьма своеобразны. Первой их особенностью является принципиально иной, чем в более древних областях, характер распределения теплового потока. Если там он практически одинаков в различных элементах общей структуры, то здесь, наоборот, резко дифференцирован. В зонах преимущественного прогибания (в передовых и внутренних прогибах и впадинах) значения потока минимальны и близки к типичным для докембрийских структур, тогда как в пределах собственно горноскладчатых кайнозойских сооружений они примерно вдвое больше (а в районах кайнозойского вулканизма еще выше). Вместе с тем, как и в более древних областях, теплопроводность пород, слагающих изучаемый интервал разреза, в депрессиях (верхний структурный этаж складчатых зон) намного ниже, чем в горных массивах (средний и нижний структурные этажи). Такое соотношение пространственных вариаций теплового потока и теплопроводности приводит ко второй отличительной геотермической особенности областей кайнозойской складчатости — одинаковому в среднем темпу нарастания температуры с глубиной в пределах разнохарактерных структурных элементов.

Сводная гистограмма распределения геотермического градиента в кайнозойских складчатых областях СССР приведена на рис. 21, а. В эту совокупность данных включены также значения, установленные в районах, испытавших в кайнозое тектоническую активизацию (Средняя Азия). Это сделано из-за глубокого сходства теплового режима таких районов с областями нормальной кайнозойской складчатости, о чем свидетельствует установленный анализом мировых данных однотипный характер распределения теплового потока.

Общий диапазон зафиксированных значений от 0,7 до 4,5°С/100 м, а наиболее часто встречающиеся значения лежат в интервале 1,5—3,3°С/100 м. На гистограмме можно отметить три максимума — 2,1; 2,5 и 3,1°С/100 м. Среднеарифметическое значение равно 2,5°С/100 м.

Верхний структурный этаж. Распределение геотермического градиента в верхнем структурном этаже областей кайнозойской складчатости приведено на рис. 21, б, а значения температур — в табл. 23 и на рис. 13 и 20. На гистограмме величин градиента выделяются один основной и два побочных максимума со значениями соответственно 2,1, 1,7 и 3,1°С/100 м. Максимальное число определений попадает в интервал 1,7—2,7°С/100 м, а среднеарифметическое значение составляет 2,5. Эти характеристики весьма близки к аналогичным данным по областям докембрийской складчатости.

В изученных *передовых прогибах альпийской фазы складчатости* — Предкарпатском, Индоло-Кубанском, Терско-Каспийском — значения среднего градиента варьируют от 2,0 до 3,0°С/100 м. Почти те же значения — от 2,0 до 2,5 — установлены в менее исследованном Предкопетдагском прогибе. В бортовых частях прогибов, примыкающих к горным областям питания водоносных горизонтов, градиент в осадочной толще понижается (например, в Предкарпатье до 1,5°С/100 м). На отдельных участках, где активно проявляется восходящее движение глубинных горячих вод (Терская и Сунженская антиклинальные зоны Восточного Предкавказья, район Майкопа, Керченский полуостров), градиент повышается до 4,0°С/100 м. В геотермически не изученном Предпамирском прогибе распределение градиента имеет, очевидно, сходный характер. Его особенностью могут быть относительно уменьшение градиента в связи с предполагаемым широким развитием соленосной формации и соответственно некоторая пестрота его значений по площади и в разрезе.

Во внутренних впадинах альпийской фазы складчатости геотермические условия близки к ус-

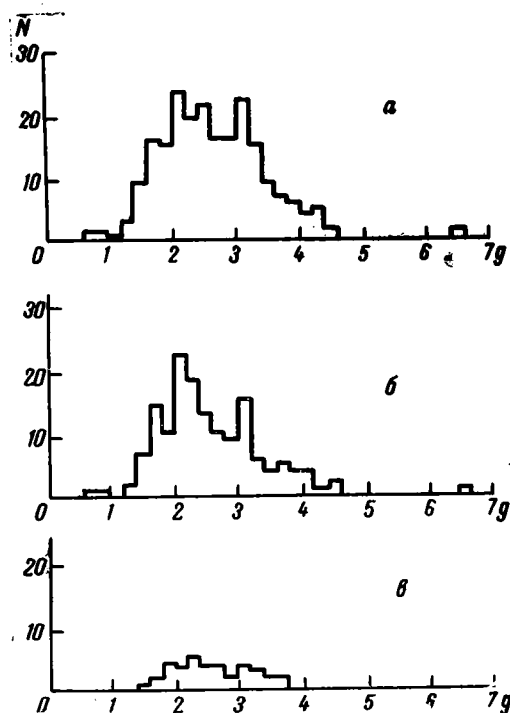


Рис. 21. Гистограммы величин геотермического градиента в областях кайнозойской складчатости на территории СССР

N — число значений; g — величина градиента; а — общая совокупность значений; выборочные совокупности данных: б — по верхнему структурному этажу; г — по среднему и нижнему структурным этажам

тановленным в передовых прогибах, хотя отдельные структуры несколько различаются между собой. В Рюонской впадине градиент варьирует от $2,5$ до $3,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ и почти не меняется в вертикальном разрезе. В Куринской и Западно-Туркменской впадинах средние его значения на большей части территории заметно ниже — от $1,5$ до $2,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Для этих впадин весьма характерно отсутствие уменьшения градиента в их периферических частях, примыкающих к областям питания, которое почти всегда наблюдается в других отрицательных структурах. Более того, на южной окраине Куринской впадины наблюдается, наоборот, повышение градиента до $3,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, что, по-видимому, связано с увеличением теплового потока в зоне сопряжения впадины и Армянского нагорья. Локальные повышения градиента до значений, превышающих $2,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, наблюдаются на участках концентрированной разгрузки подземных вод по тектонически нарушенным зонам в районах Челекена, Гасан-Кули, Кировабада. В верхней части разреза таких участков (глубины до 500 — 600 , реже до 1000 м), в зоне растека восходящих вод градиент достигает $4,0$ и даже $5,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Значительная близость геотемпературного поля Куринской и Западно-Туркменской впадин объясняется сходством их геологического строения, тектонического (а стало быть, и геоэнергетического) режима и литолого-фациальных особенностей заполняющих их толщ. Это позволяет предположительно провести изолинии геотермического градиента через Южно-Каспийскую впадину (см. рис. 12). В западной ее части, в районе Кавказского побережья изолинии градиента проведены на основании фактических данных, полученных в скважинах, пробуренных на акватории Каспийского моря.

Особое положение среди внутренних альпийских впадин занимает Закарпатский прогиб. Он характеризуется очень высокими значениями градиента — до $4,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ и более. В примыкающей к нему Венгерской впадине, расположенной уже за пределами нашей страны, средние значения градиента, по данным Т. Болдизсара (Boldizsar, 1964) и Л. Штегена (Stegena, 1964), еще выше ($5,0$ — $6,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$). О большой геотермальной активности этих регионов свидетельствуют и прямые определения теплового потока (Boldizsar, 1964), который здесь в 2 — $2,5$ раза выше, чем в других подобных структурах, а также широкое развитие кайнозойского вулканизма. Такая аномальная напряженность теплового поля говорит о глубоком различии геоэнергетического режима этих регионов и других альпийских внутренних впадин, которое, по-видимому, связано с установленными особенностями их глубинного строения.

В кайнозойских наложенных впадинах распределение температур в верхнем структурном ярусе сходно с наблюдаемым в других альпийских депрессиях. Большинство измерений проведено во впадинах Средней Азии. В Ферганской впадине, заполненной континентальными молассами олигоцен-четвертичного возраста мощностью до 5 — 7 км , градиент варьирует от $2,5$ до $3,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ и более. По окраинам впадины, особенно в восточной ее части, градиент понижен, — очевидно, вследствие общего охлаждения этих районов нисходящими потоками инфильтрационных вод. Аналогичные величины градиента — около $3,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ — отмечаются и в относящихся к этой же группе структур Приташкентской, Таджикской и других подобных впадинах. В ряде мест, например, на западе Ферганской впадины, в Таджикской впадине, в разрезе верхнего этажа присутствуют галогенные образования, обуславливающие существование соответствующих структурных форм. Это заставляет предполагать некоторое снижение среднего градиента и большую пестроту его распределения по площади. Локальные повышения градиента наблюдаются на нефти аэнозных структурах (Хаудар, Ляль-Михар и др.), но в масштабе проведенных региональных построений они не отражаются.

Наложенные впадины Байкало-Охотской зоны в геотермическом отношении изучены слабо. Они заполнены неоген-четвертичными песчано-глинистыми отложениями. По данным немногочисленных измерений в Тункинской, Селенгинской, Баргузинской впадинах, значения градиента в этих образованиях в среднем составляют $2,5-3,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Важной геотермической особенностью этого региона являются проявления позднекайнозойского вулканизма, что вместе с высокой сейсмичностью Забайкалья и другими геофизическими данными говорит о весьма напряженном геозергетическом режиме на этом участке земной коры.

Общей особенностью всех рассмотренных выше альпийских депрессий является некоторое уменьшение градиента с глубиной. В одних структурах, например в Терско-Каспийском или Индоло-Кубанском прогибах, оно проявляется более четко, в других, как в Рионской впадине, слабее или вовсе не улавливается. В отдельных случаях такое изменение градиента может быть связано с местными особенностями строения верхнего структурного этажа. Так, убывание градиента с глубиной в Таджикской депрессии легко увязывается с изменением состава пород — сменой вниз по разрезу глинистых отложений более теплопроводными терригенно-карбонатными. Однако в целом тенденция уменьшения градиента с глубиной типична для описываемых структур, а такое чередование толщ с различной теплопроводностью, как в Таджикской депрессии, довольно случайно. Поэтому данное явление следует считать отражением более общих причин. Одной из них, часто обсуждаемой в литературе, может быть улучшение теплопроводности однородных толщ при их уплотнении на глубине вследствие увеличения давления. Кроме того, в таких структурах, характеризующихся большим отрицательным градиентом неотектонических движений, возможны нестационарные возмущения теплового поля, но они могут сказаться лишь в наиболее прогнутых осевых их частях. Наконец, к тем же результатам может привести протекание в недрах «энергообразующих» процессов.

В *складчатых сооружениях кайнозойского Тихоокеанского пояса* о распределении температур в верхнем структурном этаже можно судить по данным, полученным главным образом на территории Сахалина и отчасти на Камчатке. В палеоген-неогеновых вулканогенных комплексах, слагающих сахалинские синклинории и выполняющих прогибы Западной и Восточной Камчатки, средний градиент колеблется в довольно узких пределах — от $2,7$ до $3,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Вариации градиента по глубине связаны только с изменением вещественного состава пород. Например, в Тигильском районе Западной Камчатки, в верхней части разреза, сложенной преимущественно аргиллитами, градиент составляет $3,7^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, а в нижележащих порфиритах и трахитах всего $1,6^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Однако такие резкие изменения характерны, по-видимому, лишь для некоторых участков со специфическими особенностями строения верхнего структурного этажа (появлением в разрезе мощных пластов эффузивов или других относительно более теплопроводных пород). Обычно же эти толщи имеют характер монотонного переслаивания, иногда даже флишеидного типа, и вертикальные вариации градиента в них незначительны. Отсутствие же заметных вариаций его в горизонтальном направлении может на данном этапе быть связано с недостаточной пока геотермической изученностью этой зоны.

Средний и нижний структурные этажи областей кайнозойской складчатости и активизации в геотермическом отношении изучены пока хуже верхнего, что связано с меньшей разбуренностью участков их распространения. Большинство имеющихся данных получено при исследованиях Кавказа (районы Садон, Тырны-Ауз, Орджоникидзе, Беной, Новороссийск, Истису, Джермук и др.) и Карпат. Отдельные измерения проведены в Крыму (Ялта), Копетдаге (Фирюза, Арчман), Пами-

ро-Алае (Варзоб, Чимион). Области кайнозойского эпиплатформенного орогенеза охарактеризованы несколькими наблюдениями в Зеравшанской складчатой зоне и Северном Тянь-Шане. Общее распределение данных приведено на рис. 21, в. Крайние пределы измеренных величин — 1,5 и 3,8° С/100 м. Распределение довольно равномерное, хотя некоторая концентрация данных наблюдается в интервале 1,9—3,1° С/100 м. Среднеарифметическое значение составляет, как и в верхнем этаже, 2,5° С/100 м.

Площадные вариации среднего градиента в пределах *альпийских мегантиклинорий* согласуются с их структурным планом: в центральных частях этих сооружений, где на поверхность выходят метаморфические и кристаллические образования нижнего структурного этажа и древних ядер, значения градиента минимальны, а в периферических частях, сложенных более молодыми и менее метаморфизованными комплексами пород, градиент возрастает. Например, в передовых структурах Северного Кавказа (Черногорский антиклинорий) градиент меняется от 2,3 до 3,0° С/100 м, тогда как южнее, в более метаморфизованных породах среднего структурного этажа (флишевая формация, эффузивно-терригенные и карбонатные комплексы) он колеблется в интервале 1,7—2,2° С/100 м, а в осевой части мегантиклинория Большого Кавказа, где развит нижний структурный комплекс и формации древнего ядра, падает до значений 1,0—1,5° С/100 м. В исследованных районах горных сооружений Карпат, Крыма и Копетдага градиент обычно варьирует в пределах 2,0—2,7° С/100 м. Примерно те же значения — 1,9—3,0° С/100 м — типичны для *хребтов зоны эпиплатформенного орогенеза Средней Азии*, отличающихся, как и альпийские мегантиклинории, большим положительным градиентом кайнозойских тектонических движений. Сходство геотермических условий этих двух разных типов структур, как и отмеченное выше для прогибов альпийской складчатой зоны и наложенных кайнозойских впадин, говорит об общности теплового режима в разных районах области кайнозойской тектонической активности с одинаковым по направлению и интенсивности характером вертикальных движений. Эти движения и их последствия (сильная денудация и осадконакопление, образование резко расчлененного рельефа), хотя и нарушают нормальное распределение температур, но, как показывают специальные расчеты, не настолько, чтобы привести к наблюдаемым геотермическим различиям положительных и отрицательных структур области кайнозойской тектонической активности как между собой, так и по сравнению с аналогичными структурными элементами более древних областей. Поэтому корреляцию геотермических условий с градиентом новейших движений, являющуюся специфической особенностью этой области, следует рассматривать как свидетельство их парагенетической связи, отражающее глубинные (мантийные ?) геоэнергетические и структурные неоднородности.

Наиболее напряженный тепловой режим в нижних структурных этажах рассматриваемой области отличает *районы кайнозойского вулканизма*. Фоновые геотермические условия этих районов изучены пока недостаточно. Наблюдения в ряде пунктов Восточной вулканической зоны Камчатки и вулканического нагорья Малого Кавказа дают разброс значений от 2,5 до 5,0° С/100 м при преобладании величин 3,0—4,0. В непосредственной же близости к действующим вулканам геотермический градиент намного превышает и эти значения, но такие участки представляют собой уже локальные аномалии.

Повышение средних фоновых значений геотермического градиента в зоне новейшего вулканизма отмечалось уже при описании верхнего структурного яруса на примере Закарпатского прогиба и Венгерской впадины. Еще выше обращалось внимание на высокие значения градиента в чехле Ставропольского поднятия, на юге которого находятся вулканические проявления Пятигорья, а в непосредственной близости к

ним — обнаруживающий еще признаки жизни крупнейший вулкан Большого Кавказа Эльбрус. Это вообще характерная особенность зоны кайнозойского вулканизма, устанавливающаяся во всех достаточно изученных ее районах, например на западе Японии, где средний градиент равен $3,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, тогда как в однотипных формациях невулканических районов ее тихоокеанского побережья только 2,2—2,4 (Uyeda, Horigai, 1964), и т. д. Поэтому есть все основания полагать, что аналогичные геотермические условия господствуют и в недрах охваченных позднекайнозойской магматической активностью районов Байкало-Охотской активизированной зоны. Потухшие, но, несомненно, четвертичные вулканы обнаружены в Тункинской неотектонической впадине; аналогичные сооружения найдены в Восточном Саяне (вулканы Кропоткина и Перетолчина), в северном Забайкалье, а также в Хабаровской впадине, наложенной на мезозойские структуры Сихотэ-Алиньской складчатой области, и других районах Приморья. Сравнительно недавно проявления кайнозойского вулканизма — известный Анюйский вулкан и другие — установлены и в Верхояно-Колымской области мезозойской складчатости. Непосредственно приуроченные к глубинным разломам Зырянского и Омолонского мезозойских прогибов, они как бы обрамляют наложенную кайнозойскую впадину Колымского массива, подчеркивая вовлечение этого региона в новейший этап тектонического развития. Проявления молодой вулканической деятельности в отдельных районах области кайнозойской складчатости и активизации, как и высокая ее сейсмичность, подчеркивают большую геотермальную активность недр, приводящую к увеличению на таких участках фоновых значений геотермического градиента и теплового потока¹.

О том же говорит и исключительное обилие в области кайнозойской тектонической активности локальных положительных гидротермических аномалий. Их здесь столько, что даже простое перечисление заняло бы слишком много места. На одной только Камчатке сейчас насчитывается более 100 очагов разгрузки горячих вод и паров, среди которых мощнейшие парогидротермы Долины Гейзеров, Паужетские, Большие-Банные с температурами на глубине первых сотен метров 150—250°. Широко известны термоминеральные источники Забайкалья, Кавказа, Памира, Тянь-Шаня. Вдоль северных подножий Копетдага очаги разгрузки термальных вод образуют грандиозную термальную линию, контролирующую положение крупного глубинного разлома. Наиболее характерные гидротермические аномалии показаны на карте (см. рис. 12) специальным условным знаком; некоторые из них будут описаны ниже. Широкое распространение проявлений современной гидротермальной деятельности представляет собой третья региональную геотермическую особенность области кайнозойской тектонической активности, отличающую ее от более древних структур.

ЛОКАЛЬНЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ ГЕОТЕМПЕРАТУРНОГО ПОЛЯ

Локальные возмущения геотемпературного поля чаще других привлекают внимание исследователей. Это вызвано тем, что изменения геотермических параметров особенно заметны, когда они проявляются на небольшом расстоянии. Кроме того, широкие сопоставления, когда анализируется тепловой режим больших территорий, проводятся не так уж часто, да и масштаб их не позволяет учесть местные геотермические особенности. Все возмущения геотемпературного поля, как мелкие, так и крупные, вызываются одними и теми же причинами (табл. 24). Значение

¹ В этой связи представляется, что зона развития вулканогенного комплекса Чукотско-Катазиатского пояса может отличаться от прилегающих мезозойских структур несколько повышенными значениями геотермических параметров.

Дифференциация геотермического поля

Масштабы возмущений поля (в скобках — км²)	Причины возмущений поля									
	Различия глубинного теплового потока, q	Различия теплофизических свойств пород, λ	Морфология земной поверхности, r	Различия и изменения температуры на поверхности Земли, T₀	Физико-механические процессы			Физико-химические процессы		
					конвективный перенос тепла, A _l	перемещения геологических тел, A _s	деформация горных пород, A _d	геохимические реакции, E _н	фазовые переходы, E _φ	радиоактивный распад, E _γ
Глобальные (10⁴—10⁶)	Основные геотектонические элементы земной коры (области разновозрастной складчатости)	Области с различным типом земной коры	Крупнейшие формы поверхности геоида (континентальные массивы, океанические впадины)	Климатические пояса	Тектонически активные пояса континентов, островные дуги, срединно-океанические хребты					
Региональные (10²—10⁴)	Зоны глубинных разломов	Основные литолого-фациальные зоны	Региональные формы рельефа (горные сооружения, низменности)	Климатические зоны; области четвертичного оледенения	Зоны питания и разгрузки региональных водонапорных систем	Зоны интенсивных региональных тектонических движений (формирующиеся краевые и внутренние впадины, океанические желоба, мегаантиклинории и т. п.)	Зоны развития тектонических деформаций	Зоны регионального развития метаморфических, эпигенетических процессов и процессов выветривания	Зоны повышенного содержания радиоактивных элементов	
Локальные (10¹—10²)	Отдельные участки в зонах разломов	Частные структурные формы (отдельные складки, флексуры, интрузивы, рудные тела, соляные купола и т. п.)	Частные формы рельефа (отдельные горы и долины)	Участки микроклимата (массивы постоянно мерзлых пород вне области их регионального распространения, талики в пределах криолитозоны и пр.)	Зоны регионального внедрения магмы (зоны покровного вулканизма и т. п.)			Зоны магмообразования		
					Вулканические аппараты, гидротермальные системы и источники, грязевые сопки	Участки пластического течения соляных масс, перемещения блоков горных пород	Участки формирования разрывов и смещений горных пород	Очаги интенсивного развития метаморфических и эпигенетических процессов и процессов выветривания	Криолитозона	
					Участки происходящего внедрения магматических тел			Зоны окисления сульфидных месторождений и т. п.	Месторождения радиоактивных руд	
Характер поля	Нормальный				Аномальный					

этих факторов в той или иной степени не раз обсуждалось в литературе (Беляков, 1949 а, б; Дьяконов, 1958; Ковнер, 1945, 1947; Корытникова, 1943; Макаренко, 1948, 1966; А. Н. Огильви, 1934; Birch, 1950; Benfield, 1949, и др.). Комплексное освещение проблемы дано в известной работе Н. А. Огильви (1959), где роль различных факторов проанализирована теоретически и иллюстрирована некоторыми примерами. В зависимости от характера геотемпературного поля его возмущения как локальные, так и более крупные делятся на две группы — вариации нормального поля и аномалии поля.

Вариации нормального поля отражают несоответствие реальных условий формирования геотемпературного поля в результате кондуктивной теплопередачи в литосфере ограничениям, требуемым уравнением Лапласа. Они порождаются неодинаковой величиной глубинного потока тепла (будем в дальнейшем условно называть их « q -вариациями»), различиями теплофизических свойств горных пород (« λ -вариациями»), формой границы геотермозоны или, с некоторым приближением, формой рельефа (« g -вариации») и особенностями распределения температуры на поверхности Земли¹ (« T_0 -вариации»).

« q -вариации». Прямыми наблюдениями существование локальных вариаций этого рода не доказано. Пока достоверно известны лишь глобальные вариации такого происхождения, соответствующие основным тектоническим областям земной коры и мировым системам глубинных разломов (рифтам, срединно-океаническим хребтам) и рассматривающиеся в следующей главе. В то же время пестрота величин теплового потока, отмечаемая в зонах глубинных разломов, дает основание предполагать возможность проявления и более мелких возмущений. Частое совпадение повышенных значений геотермических параметров с зонами крупных разломов обычно рассматривается как свидетельство их генетической связи. Однако вопрос о том, порождены ли эти отклонения в геотемпературном поле непосредственно глубинным кондуктивным потоком или они являются следствием других причин (например, конвективного теплопереноса, облегчающегося в таких зонах повышенной проницаемости, или теплового эффекта тектонического трения) пока остается открытым. Не исключено, что вследствие самой природы глубинного теплового потока он не может резко изменяться на ограниченных («точечных» в масштабе Земли) участках.

« λ -вариации» геотемпературного поля. Существование локальных вариаций, обусловленных различиями теплофизических свойств горных пород, установлено непосредственными измерениями. Они отмечаются в условиях резкой неоднородности геологического разреза — например, на участках, где глинистые отложения, имеющие высокое тепловое сопротивление, покрывают соляные купола, интрузивы и местные поднятия магматических, метаморфических, карбонатных и других пород с высокой теплопроводностью, или там, где толща переслаивающихся пород с различными теплофизическими свойствами смята в складки.

В первом случае вариации теплового поля распространяются на площадях, значительно превышающих по размеру горизонтальное сечение возмущающего тела. Основываясь на результатах электро моделирования, Д. И. Дьяконов (1958) отмечает, что искажение теплового поля вокруг соляного купола распространяется в пределах зоны с радиусом, примерно в 4 раза превышающим радиус соляного штока. В пределах самого купола наблюдается значительная разрядка геоизотерм и соответствующее уменьшение геотермического градиента, а в покрывающих отложениях — приближение геоизотерм к земной поверхности и относительное увеличение геотермического градиента (рис. 22), отвечающее большей плотности теп-

¹ Точнее — на границе геотермозоны.

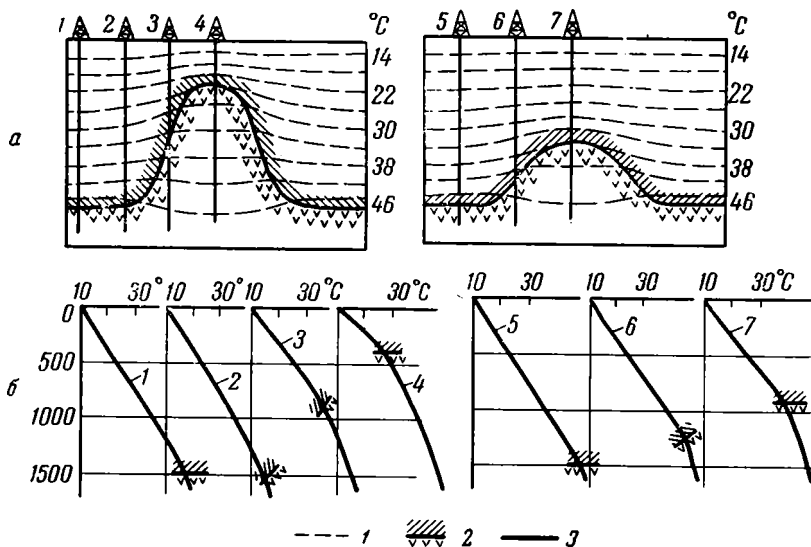


Рис. 22. Геоизотермические профили (а) и геотермограммы (б) при различных формах и глубинах залегания соляных куполов (по Д. И. Дьяконову, 1958)

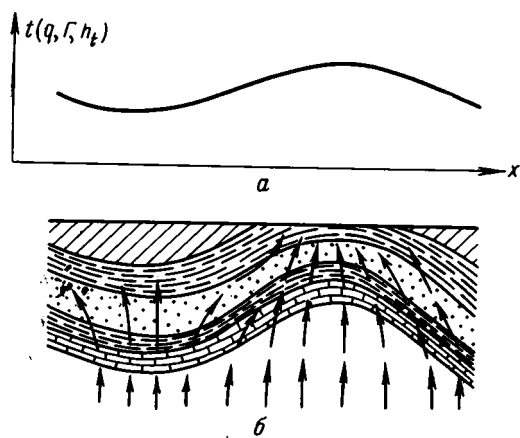
1 — геоизотермы; 2 — поверхность каменной соли (цифры у геотермограмм соответствуют номерам скважин на профилях); 3 — геотермограммы

лового потока. Непосредственными замерами в районе нефтяных месторождений Эмбы установлено, что температура над сводом соляного купола на 4—5° выше, чем на периферии (Беляков, 1949а), а максимальные различия, видимо, не превышают 10°.

Во втором случае «λ-вариации» геотемпературного поля обусловлены тепловой анизотропностью пород. Вследствие этого над сводами антиклинальных структур наблюдаются обычно повышенные, а над синклинальными прогибами — пониженные значения плотности теплового потока и соответственно большие или меньшие значения геотермического градиента (рис. 23). Очертания складок, как и включений более теплопроводных пород, отражаются в конфигурации геоизотерм.

«г-вариации» геотемпературного поля связаны с резкими колебаниями рельефа местности. Как известно (Огильви, 1956, 1959; Фролов, 1962, 1966, и др.), подошва слоя годовых теплооборотов (на которой температура в годовом цикле постоянна) в основном повторяет рельеф дневной

Рис. 23. Схематический профиль (а) распределения температур (плотности теплового потока q , геотермического градиента Γ и высотных отметок h_t геоизотермических поверхностей) и схема (б) тепловых потоков в антиклинальных зонах



поверхности. При этом под отрицательными формами рельефа в геотермозоне наблюдается увеличение геотермического градиента, а под положительными формами — его понижение. Однако вследствие того, что под долинами горизонт постоянных температур несколько приближается к дневной поверхности и, наоборот, удаляется от нее на довольно большую глубину под горными сооружениями, изменения геотермического градиента несколько сглаживаются. Различия в градиентах и температурах, вызванные этим фактором, уменьшаются с глубиной. Колебания рельефа могут проявиться в геотермическом поле в виде положительных или отрицательных локальных возмущений. Их масштабы можно рассчитать теоретически, задаваясь определенной конфигурацией рельефа. Н. А. Огильви (1959) этим методом нашел, что геотермический градиент, искаженный влиянием рельефа, отличается от нормального не более чем на 5 %.

«*Т₀-вариации*». Локальные вариации этого рода порождаются резкими тепловыми минимумами в гелиотермозоне, обусловленными проникновением на глубину масс охлажденного (в зимний период) воздуха. Такие условия весьма специфичны. Они имеются лишь в аэрированных (необводненных) массивах трещиноватых горных пород и крупных глыбовых навалах. В результате могут возникать даже очаги многолетней мерзлоты. Не говоря уже о знаменитой Кунгурской ледяной пещере и других подобных местах, такое явление наблюдается даже в южных районах СССР с теплым климатом (например, внутри горы Развалки на Кавказских минеральных водах, в закарстованных известняках крымской Яйлы и в других местах). Распределение температуры по глубине на этих участках изучено еще недостаточно.

Аномалии геотемпературного поля. Они вызваны нарушением в разных участках литосферы условий квазистационарной кондуктивной теплопередачи, отвечающих нормальному полю, идущими в недрах физико-механическими и физико-химическими процессами. Группу физико-механических процессов (обусловленные ими искажения геотемпературного поля будем называть «*A*-аномалиями») образуют явления массопереноса — движение подземных флюидов («*A_f*-аномалии») и перемещение твердых горных масс («*A_s*-аномалии»), а также тесно связанные с последним процессом деформации горных пород («*A_d*-аномалии»). К физико-химическим процессам («*E*-аномалии») относятся геохимические реакции («*E_n*-аномалии»), фазовые переходы («*E_φ*-аномалии»), радиоактивный распад («*E_γ*-аномалии»).

«*A-аномалии*». Из аномалий этого типа в природе чаще всего встречаются возмущения, связанные с движением подземных вод, паров и магматических расплавов. Особенно ярко проявляются они на участках современной магматической и гидротермальной активности.

Магматические тела в земной коре представляют собой дериваты глубинных очагов. Последние, как это вытекает из данных вулканологии, находятся у нижней границы земной коры и даже в верхней мантии. Например, питающий очаг Ключевской группы вулканов Камчатки, имеющий форму линзы с размерами в плане 120×40 км, расположен на глубине 50—60 км (Горшков, 1956); под мексиканским вулканом Колима такой очаг лежит на глубине 80—100 км (Магницкий, 1953) и т. п. Такие обширные и глубоко залегающие очаги проявляются не в локальных, а в более крупных по масштабам возмущениях геотемпературного поля, уже отмечавшихся при описании районов молодого вулканизма. При внедрении же магматического расплава в верхние слои литосферы возникают промежуточные очаги меньших размеров, но зато на относительно небольших глубинах. Как и интрузии, они создают в региональном тепловом поле локальные возмущения, являющиеся в конечном счете следствием конвективного переноса тепла внедряющейся магмой. О раз-

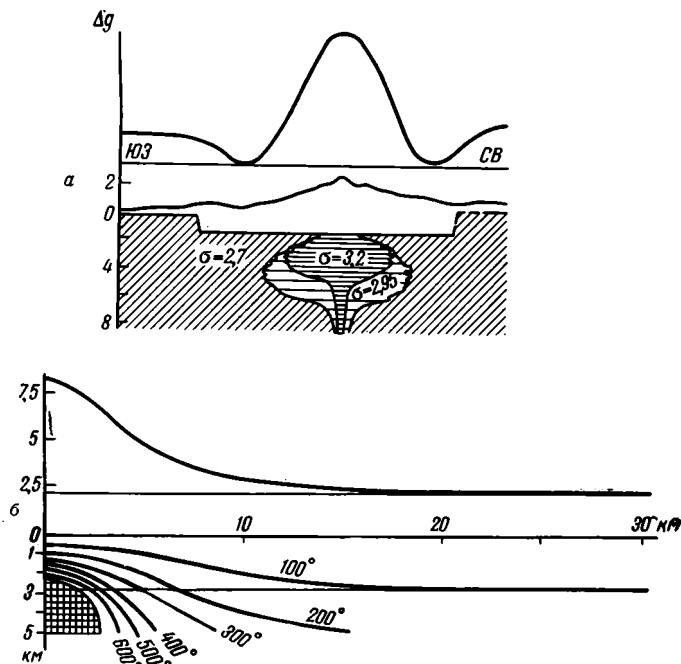


Рис. 24. Геотермические условия в районе Авачинского вулкана
 а — положение магматического очага (по Г. С. Штейнбергу, М. И. Зубину, 1963 г.); σ — плотность в $г/см^3$; б — расчетное геотермическое поле и кондуктивный тепловой поток (по Б. Г. Поляку, 1966)

мерах и температурах таких тел можно судить, с одной стороны, по прямым результатам измерения температур изливающихся лав (в зависимости от их состава она варьирует от 900 до 1200°), а с другой — по данным комплексных (магнитометрических и гравиметрических) геофизических исследований. Так, по отрицательной магнитной аномалии, интерпретируемой как результат нагрева пород выше точки Кюри, была обнаружена промежуточная камера Авачинского вулкана Камчатки (Штейнберг, Зубин, 1963); такая же аномалия возникла на японском острове Ошима при пробуждении вулкана Михара (Yokoama, 1956) и т. п. На рис. 24 приведены расчетные данные о характере теплового поля в окрестностях Авачинского вулкана (Поляк, 1966). Из них следует, что прогревающее влияние такого очага, обусловленное только кондуктивной теплопередачей, будет практически ощутимо на расстоянии не свыше 15—20 км. При большем удалении геотермические показатели уже полностью совпадают с показателями нормального поля. Размер и конфигурация зоны повышенных температур могут существенно измениться при наличии потока подземных вод.

Время остывания интродуцированных в литосферу магм зависит от величины тела внедрения, а также от разности температур между ним и вмещающими породами и составляет обычно десятки или сотни тысяч лет. Расчеты Н. А. Огильви (1959) показывают, что магматическая деятельность, происходившая в дочетвертичный период, практически не сказывается в настоящее время в геотермическом поле, в то время как термоаномалии, порожденные излияниями магмы в начале четвертичного времени, могут сохраниться и до наших дней.

Локальные термоаномалии, обусловленные переносом тепла подземными водами, проявляются в виде резких изменений (по сравнению с

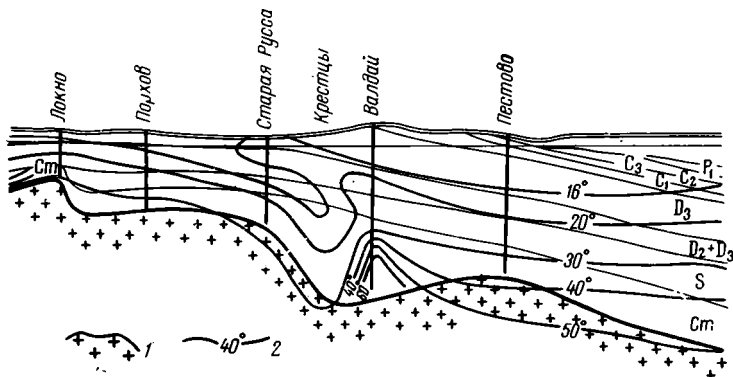


Рис. 25. Геолого-геотермический разрез через северо-западную часть Русской платформы (по В. А. Покровскому и Б. Г. Поляку, 1958 г.)
1 — поверхность кристаллического фундамента; 2 — изотермы

фоновой картиной) как конфигурации изотерм, так и величины геотермического градиента. Они свойственны главным образом очагам разгрузки нагретых на глубине вод, где при большом их дебите градиент температуры по глубине может быть крайне мал. В таких местах резко сокращается в мощности (практически выклинивается) и гелиотермозона. Если же поднимающиеся воды вследствие конкретных гидродинамических условий не достигают поверхности Земли, а растекаются в горизонтальном направлении, над уровнем растека наводится увеличенный тепловой поток. О характере и масштабах этих аномалий дает представление рис. 51. Сходная картина может наблюдаться и на глубине, например в местах поступления вод, циркулирующих в трещиноватых зонах фундамента, в осадочный чехол (рис. 25). «Размазываясь» в водоносных комплексах чехла, такие потоки при достаточных масштабах могут создавать и региональные возмущения, но они выражаются слабее.

Очаги разгрузки нагретых на глубине вод чаще всего наблюдаются в областях резких новейших движений земной коры (см. рис. 12). О связи тектонической и гидротермальной активности говорит, в частности, приуроченность большинства термальных источников СССР к зоне семибалльных и более сильных землетрясений. Тяготея к зонам разломов, они часто располагаются в виде «термальных линий», подчеркивая геологическую структуру.

Продолжительность гидротермальной деятельности в районах ее проявления исчисляется обычно десятками тысяч лет (Камчатка, Йеллоустонский парк и др.), хотя для некоторых групп гидротерм — например, источников Стимбот в штате Невада, США, — она считается лежащей в пределах 100 000—1 000 000 (White, 1957).

Движение подземных флюидов происходит в направлении уменьшения гидростатического давления, что приводит к их адиабатическому расширению и, следовательно, к охлаждению. По расчетам А. Грейтона (1949), магматический расплав, содержащий 9,4% летучих, по мере подъема с глубины 40 км до поверхности Земли, должен остыть за счет расширения самого расплава примерно на 12°, за счет расширения газов — на 315°, а всего с учетом потерь тепла на выделение газов из расплава — почти на 360°. Дж. Ферхуген (Verhoogen, 1946) считает цифры Грейтона преувеличенными; по его мнению, температура в этом случае снизится всего на 31°. Накладываясь на фоновое распределение температур, эти эффекты также могут привести к появлению местных аномалий. По мнению В. Ф. Борзасекова, именно такую природу имеют выявленные им локальные минимумы температур (с амплитудой 2—5°

по отношению к фону) на Зеагли-Дарвазинском месторождении природного газа; эти минимумы приурочены к зонам тектонических нарушений, которые могут служить каналами для утечки газа из залежи. В газоносных районах часто отмечаются и противоположные по знаку возмущения поля. Некоторые исследователи (Хребтов, 1959) считают их вызванными адиабатическим сжатием газа в процессе формирования его скоплений, хотя к тем же последствиям могли бы привести пониженная теплопроводность газонасыщенных пород и структурные эффекты.

Другой разновидностью «А-аномалий», связанных с массопереносом, являются возмущения, вносимые в геотемпературное поле движением твердых земных масс — их перемещением в область температур, отличных от тех, при которых они находились до начала движения¹. Величина, на которую изменится температура по сравнению с фоновой, зависит от амплитуды и скорости перемещения, интенсивности денудации или осадконакопления на поверхности и теплопроводности среды. Расчеты А. Е. Бенфильда (Benfield, 1949) показывают, что за счет медленных поднятий при одновременной денудации поверхности воздымающегося массива температура на глубине 1—2 км может быть повышена на 10—15°. Локальные аномалии такого рода могут возникнуть в процессе внедрения интрузий (даек) и соляных штоков. В отличие от того случая, когда эти тела рассматриваются в статическом положении и искажение поля обусловлено только их большей теплопроводностью, здесь они выступают в роли переносчиков тепла с больших глубин.

Относительное перемещение блоков горных пород сопровождается трением их друг о друга. О величине возникающих при этом усилий свидетельствуют хорошо отшлифованные зеркала скольжения вдоль поверхности сместителя. Выделение тепла в ходе этого процесса должно также вызывать возмущения в геотемпературном поле, имеющие двойственную природу — они связаны как с самим движением горных масс, так и с их деформацией в приконтактной зоне. Однако с полной достоверностью аномалии этого рода пока не обнаружены. Такой генезис приписывается установленному недавно местному повышению потока тепла из глубин в районе известного калифорнийского сброса Сан-Андреас. Здесь в зоне высоких скоростей ползучести в 3 км от линии сброса поток тепла из глубин более чем в 1,5 раза превосходит поток, фиксируемый на удалении в 30 км (Roy, Brune, Henvey, Wasserburg, 1967). Однако возможны и иные объяснения природы этого расхождения.

Теоретические расчеты Н. А. Огильви (1959) показали, что в условиях горизонтального смещения пород при нормальном давлении на поверхность сдвига 1000 т/м^2 , постоянной скорости перемещения 1 см/год и коэффициенте трения 0,6 количество тепла, выделяющегося при трении, составит примерно $1,2 \cdot 10^{-10} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Продолжительность «жизни» таких аномалий, по данным того же автора, от четвертичного периода до наших дней. Не надо, однако, забывать, что тепло, формирующее аномалии подобного типа, имеет вторичный характер, поскольку сами перемещения и деформации горных пород требуют для своего осуществления затрат энергии.

Сами по себе деформации горных пород — даже без учета всегда сопутствующих им в природе перемещений горных масс — также играют определенную (хотя и далеко не главную) роль в энергетическом режиме земной коры. Однако представляется, что вследствие специфики пространственных условий своего проявления (охват больших территорий, например целых складчатых поясов или их крупных элементов), малого удельного энергетического эффекта и особенностей трансформации

¹ Одновременные изменения потенциальной энергии перемещающихся блоков, не сказываясь прямо в геотемпературном поле, влияют на него косвенно, через возникающие нарушения геоэнергетического баланса (см. главу II).

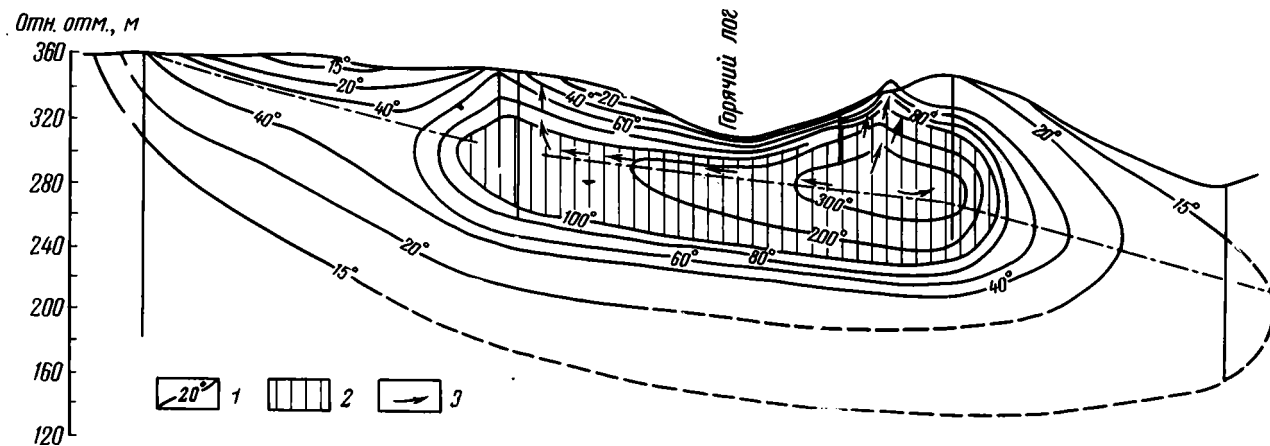


Рис. 26. Геотермический разрез через тепловую аномалию горы Янгантау (по Г. Ф. Пилипенко, 1966)
 1 — изотермы; 2 — зона термального ядра (с температурой более 100° С); 3 — основные пути движения термальных газов от ядра по ослабленным зонам

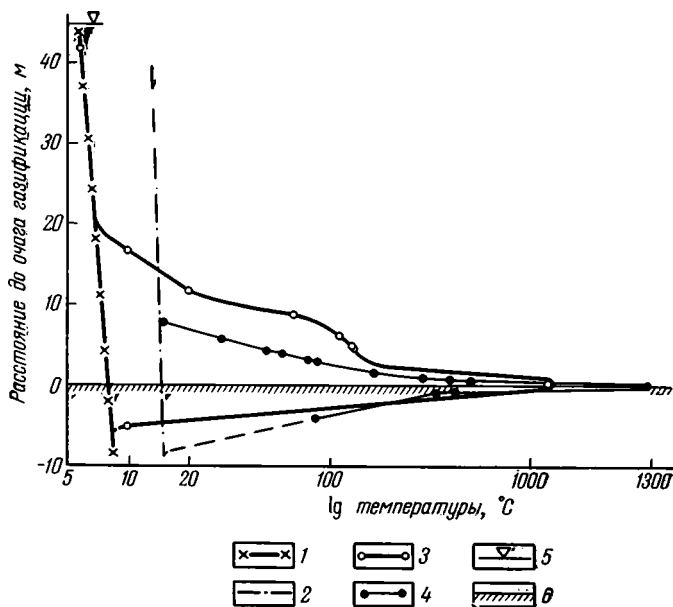


Рис. 27. График прогрева окружающих пород в результате подземной газификации угольного пласта

1—2 — температуры естественного теплового поля: 1 — на Подмосковном участке, 2 — на Лисичанском участке; 3—4 — температуры в процессе ПГУ: 3 — на Подмосковном участке, 4 — на Лисичанском участке; 5 — поверхность земли на Подмосковном участке; 6 — подошва угольного пласта

упругой энергии в тепловую эти явления не могут вносить в геотемпературное поле сколько-нибудь заметных локальных возмущений.

«Е-аномалии». Наиболее яркие локальные аномалии этого типа связаны с геохимическими реакциями — в первую очередь с реакциями окисления сульфидов и органического вещества. Такие процессы сопровождаются значительным выделением тепла. В некоторых случаях они могут идти настолько интенсивно, что возбуждают настоящие подземные пожары. На Калабинском колчеданном месторождении, расположенном на Северном Урале, такой пожар продолжается уже около 20 лет. А. В. Щербаков (1958), изучавший здесь это явление, установил, что в пределах месторождения, расположенного на склоне возвышенности, глубина зоны окисления доходит до 40—55 м, а в местах ослабленных контактов — до 100 м. Около устья шахты температура газа, содержавшего CO_2 (5,1%), CO (до 6%), O_2 (0,2%), SO_2 (0,15%), H_2 (0,11%), достигала при этом 85° . В результате выделения большого количества тепла при окислении сульфидов даже в районах вечной мерзлоты возникают межмерзлотные талики.

Ярким примером аномалии, связанной с окислением углерода, может служить гора Янгантау в Башкирской АССР, исследованная Г. Ф. Пилипенко (1966) и др. Она сложена глинисто-мергельной толщей пород нижнепермского возраста. Окислению подвергаются битуминозные мергели с содержанием органического вещества от 2,2 до 14%. В верхней части южного склона горы имеется зона пород, прогретых в результате окисления этих битумов кислородом воздуха, проникающего в глубь горы по трещинам и карстовым ходам. Максимальные температуры, зафиксированные на глубине 80,0 м, достигают 400° . Ядро таких высокотемпературных пород эллипсоидной формы расположено на глубине от 20 до 120 м и занимает в плане площадь 200×65 м. Ниже этого ядра породы

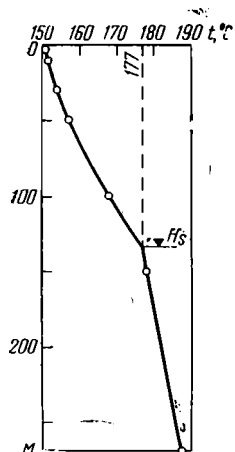


Рис. 28. Температура в действующей скважине 2 Паужетского месторождения парогидротерм (по В. В. Аверьеву и др., 1965)

H_0 — уровень парообразования

прогреты еще на 15 м (рис. 26). Температура воды грунтового потока, оконтуривающего его снизу, достигает 25—30°. Из трещин на дневную поверхность вырываются высокотемпературные пары и газы. Всего на этом участке генерируется 80 ккал/сек. Продолжительность существования термоаномалий г. Янгантау исчисляется в 550—600 лет.

Весьма распространено подземное горение углей. В Кузнецком бассейне, например, почти по всей его территории при бурении находят участки обожженных и ошлакованных пород, на которые оказали термическое воздействие подземные пожары в угольных пластах. При этом глубина горения достигала местами 120—130 м от поверхности. Самовозгорание угля происходило вследствие деятельности определенного вида бактерий и сопровождалось значительным повышением температуры (Красковский, 1948). Другим примером может служить Фан-Ягнобское месторождение коксующихся углей, находящееся в высокогорном районе Западного Памиро-Алая. Здесь также происходит естественное горение угольного пласта, причем этот пожар возник, как свидетельствуют арабские источники, не позднее X в. В настоящее время процесс наиболее интенсивно проявляется на вершине горы Кухи-Малек, где сквозь высокотемпературные породы пробиваются струи дыма и газа.

Довольно похожую картину создает искусственная подземная газификация углей (ПГУ). Она осуществляется при помощи специально пробуренных скважин, которые попарно соединяются между собой в угольном пласте каналом. Уголь поджигают и, подавая в одни скважины дутье (обычно воздух), из других отводят образующийся под землей газ. Результаты изучения теплового режима участков ПГУ дают представление о величинах и характере распределения температур при горении угольных пластов (рис. 27). Наиболее примечательными в этом распределении являются большие размеры зоны прогрева в кровле горизонтального или слабо наклонного пласта, чем в его подошве. Это объясняется возникновением в кровле трещин обрушения, служащих каналами для оттока образующихся горячих паров и газов.

Приведенные примеры относятся только к экзотермическим явлениям, протекающим к тому же лишь в самых верхних горизонтах земной коры (часто — в гелиотермозоне). В более глубоких недрах идут другие химические реакции, имеющие преимущественно эндотермический характер. Но они охватывают гораздо более обширные области (зоны метаморфизма) и не могут выразиться в локальных нарушениях геотемпературного поля.

Последнее замечание справедливо и в отношении явлений несколько иного рода — фазовых переходов, заключающихся в изменении агрегатного (например, лед — вода — пар) или модификационного (базальт — эглогит) состояния вещества. По-видимому, лишь в одном случае с ними могут быть связаны локальные возмущения — когда из-за снижения давления на пути разгружающихся высокотемпературных вод происходит их вскипание. Потери тепла на парообразование приводят к более быстрому снижению температуры выше уровня вскипания, чем ниже этого уровня (рис. 28); на этом явлении основан метод определения глубины паро-

образования термометрическими наблюдениями. Уменьшение температуры при этом накладывается на общую местную положительную аномалию, связанную с отдачей восходящими водами избыточного тепла окружающим породам.

Наиболее важным в геотермическом отношении из физико-химических процессов является радиоактивный распад, и естественно, что термометрические методы привлекают внимание как средство обнаружения месторождений радиоактивных руд через выявление на этих участках локальных термоаномалий (Владимиров, 1960; Latimer, 1956). Однако исследования в этом направлении свидетельствуют об отсутствии в этих районах заметных отклонений температуры от фоновой, так что такие аномалии представляют лишь теоретический интерес.

Глава IV

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК НА ТЕРРИТОРИИ СССР

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ИЗМЕРЕНИЯХ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА И СТЕПЕНИ ЕГО ИЗУЧЕННОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Общие принципы получения и оценки данных. Земной тепловой поток является важнейшим физическим параметром, отражающим потери тепловой энергии верхних геосфер нашей планеты в различных участках ее поверхности. Его значение (точнее, его удельная величина — плотность теплового потока) находится как произведение двух экспериментально определяемых параметров — геотермического градиента и теплопроводности горных пород. О методике определения равновесного, т. е. отвечающего естественному распределению подземных температур, геотермического градиента уже говорилось в главе III. Еще ранее, в главе II, обращалось внимание на то, что коэффициенты теплопроводности горных пород в естественном залегании могут в той или иной степени отличаться от определяемых в лаборатории из-за разницы термодинамических условий и других факторов. Хотя такие расхождения, как показал для некоторых типичных пород Рой (Roy, 1963), сравнительно невелики, но для конкретных разрезов горных пород неучет их может вносить и некоторые ошибки. Поэтому разработанные в последнее время методы определения теплопроводности *in situ* позволят, по всей вероятности, существенно повысить точность и надежность измерений теплопроводности и довести точность определений теплового потока до 1—3%. В настоящее же время экспериментальная ошибка в измеренных величинах теплового потока может составлять $\pm 10\text{--}20\%$.

При измерениях теплового потока и интерпретации полученных данных принципиально важно знать, насколько близко полученные значения отражают истинное тепловое состояние глубоких недр Земли. Но нет ли в них еще и систематических ошибок, связанных, например, с влиянием локальных особенностей геологического строения в пунктах измерений?

Решить эти вопросы помогает вычисление действительных величин глубинного теплового потока или, другими словами, вычисление объективных поправок к измеренным величинам, учитывающих возможные искажения глубинного теплового потока в конкретной природной обстановке. Причины возмущений геотермического поля — процессы осадконакопления и эрозии, вариации климата, нерегулярность и анизотропия теплопроводности горных пород при сложном их залегании (влияние локальных тектонических структур), сильная расчлененность рельефа,

различные геохимические процессы с выделением или поглощением значительного количества тепла, движение подземных вод и т. д. — особенно многообразны в приповерхностных частях Земли.

Методы расчета большинства из учитывающих их поправок можно найти в фундаментальной монографии Г. Карслоу и Д. Егера (1964), а также в работах Ф. Берча (Birch, 1950), А. Е. Бенфилда (Benfield, 1949), Р. фон Герцена и С. Уеда (von Herzen, Uyeda, 1963), Д. Егера (Jaeger, 1965), Н. А. Огильви (1959). Несмотря на большое число возмущающих факторов, при каждом конкретном измерении обычно можно ограничиться введением не более одной-двух наиболее существенных поправок, а часто вообще их не учитывать. Весьма утешителен и тот факт, что суммарная величина поправки в подавляющем большинстве случаев не превышает 25% от измеренного значения. Тем не менее, в местах с сильно расчлененным рельефом, в областях солянокупольной тектоники и в зонах гидротермальной разгрузки величины истинного теплового потока могут отличаться от измеренных в несколько раз.

Исторически сложилось так, что другие разделы геотермии (например, теория искажений теплового поля, региональные исследования распределения глубинных температур, решение прикладных задач) намного опередили исследования теплового потока — важнейшего и наиболее стабильного геотермического параметра. В связи с этим лишь в самое последнее время стало выясняться огромное значение исследований теплового поля и теплового потока для изучения геолого-тектонического развития Земли и происходящих в ней физических и химических процессов. Честь проведения первых определений теплового потока на суше принадлежит известному английскому ученому Э. Булларду, выполнившему их в 1939 г. (Bullard, 1939). Позднее, в 1952 г., по его же инициативе были начаты исследования теплового потока через дно океана.

На территории СССР эти исследования были начаты в Институте физики Земли АН СССР, группа геотермики которого произвела первые измерения теплового потока в районе Сочи—Мацеста в 1959 г. За прошедшее десятилетие измерения теплового потока получили в нашей стране широкое развитие, и в настоящее время общее их число приближается к 300, что составляет около половины от всех измерений теплового потока на суше. В исследованиях теплового потока сейчас принимает участие ряд институтов Академии наук СССР — Институт физики Земли, Геологический институт, Институт океанологии, Институт геологии и геофизики СО, Институт вулканологии СО и другие научные и производственные организации. Одновременно интенсивно развиваются эти работы в союзных республиках — на Украине, в Грузии, Казахстане, а также в Дагестанской АССР.

Распределение данных на территории СССР. Пункты определений теплового потока распределены по территории СССР весьма неравномерно, что связано со значительными экспериментальными трудностями измерений и крайне неравномерным расположением буровых скважин. В Европейской части СССР измерения теплового потока проводились в различных тектонических областях. Древние кристаллические щиты охарактеризованы 21 измерением теплового потока, из которых 14 произведены на Балтийском щите в Печенгском районе и 7 — на Украинском щите в районе Кривого Рога, Умани и др. (Любимова, 1966 в, и др.). Средние значения теплового потока по щитам оказались низкими — $0,86 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ для Балтийского и $0,77 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ для Украинского, и подтвердили выводы С. А. Красковского (1961) о низком тепловом потоке на древних щитах. Измерения в ряде пунктов Украинского щита проводились в зоне активного водообмена, вследствие чего величины теплового потока в них оказались заниженными. На Русской плите тепловой поток измерялся в районах Курской магнитной аномалии,

Среднего Поволжья, Днепро-Донецкой впадины и Предкарпатья. По 5 измерениям, проведенным экспедициями Института физики Земли (Любимова, 1966в, и др.; Шушпанов, 1966), разброс данных составил от 1,10 до 1,40 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Подробно распределение теплового потока на Русской плите рассматривается ниже.

Герцинские структуры юга Европейской части СССР охарактеризованы значительным числом измерений — более 30 пунктов обследовано в Крыму (данные Института геофизики АН УССР) и около 90 пунктов в Предкавказье (Киссин, 1964; Любимова, 1966в; Сухарев, Власова, Тарануха, 1966, и др.). Закономерности распределения теплового потока в Предкавказье также рассматриваются ниже; аналогичные закономерности устанавливаются и в Степном Крыму.

В областях альпийской складчатости Карпат, Крыма и Кавказа проведено около 30 измерений. Разброс полученных величин очень велик — от 0,60 до 3,50 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Низкие значения теплового потока были обнаружены в краевых прогибах и межгорных впадинах (Джамалова, 1967; Макаренко, Чихрадзе, 1965; Сухарев, Власова и Тарануха, 1966; Шушпанов, 1966). Повышенные и высокие величины теплового потока были получены в Закарпатском прогибе (Шушпанов, 1966), на Кавминводском выступе (Любимова, 1966в) и в мегантиклинории Большого Кавказа (Сухарев, Власова, Тарануха, 1967).

В Азиатской части СССР несколько измерений теплового потока имеется в Средней Азии и на юге Сибирской платформы. Они показали разброс величин от 0,80 до 1,40 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ (данные Института физики Земли АН СССР). Минусинская впадина охарактеризована пятью измерениями теплового потока (Моисеенко, Соколова, 1966). Весьма интересными оказались результаты определений теплового потока через дно оз. Байкал (Любимова, 1966б); среднее значение теплового потока по 11 измерениям оказалось равным 2,40 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, разброс данных — от 1,20 до 3,40 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Высокие величины теплового потока в рифтовой зоне Байкала коррелируются с данными электромагнитного зондирования и высокой сейсмичностью района. Высокие величины теплового потока — 2,40—2,60 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ — получены также в Восточно-Камчатской вулканической зоне и низкие — 1,00—1,10 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ — в Западно-Камчатском и Восточно-Сахалинском синклинориях (Моисеенко, Соколова, 1967; Поляк, 1966; Сухарев и Барцев, 1967).

Успешно начаты и морские геотермические измерения в Черном Море и Северном Ледовитом океане (Институт физики Земли АН СССР), в области Курило-Камчатской дуги (Институт физики Земли и Институт вулканологии СО АН СССР), а также в Индийском и Тихом океанах (Институт океанологии АН СССР).

Учитывая, что большинство данных о тепловом потоке на территории СССР уже описано в перечисленных выше публикациях, в этой книге мы подробнее охарактеризуем некоторые новые материалы, полученные главным образом в Лаборатории геотермии Геологического института АН СССР, и проанализируем основные геолого-тектонические закономерности распределения этого параметра.

ОЦЕНКИ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Новые оценки теплового потока на территории Русской платформы охватывают обширный район ее юго-восточной части, расположенный между 58 и 48° с. ш. и 42 и 57° в. д. На этой площади определения теплового потока выполнены в 35 пунктах, которые локализованы преимущественно в пределах Куйбышевского и Саратовского Поволжья. Их

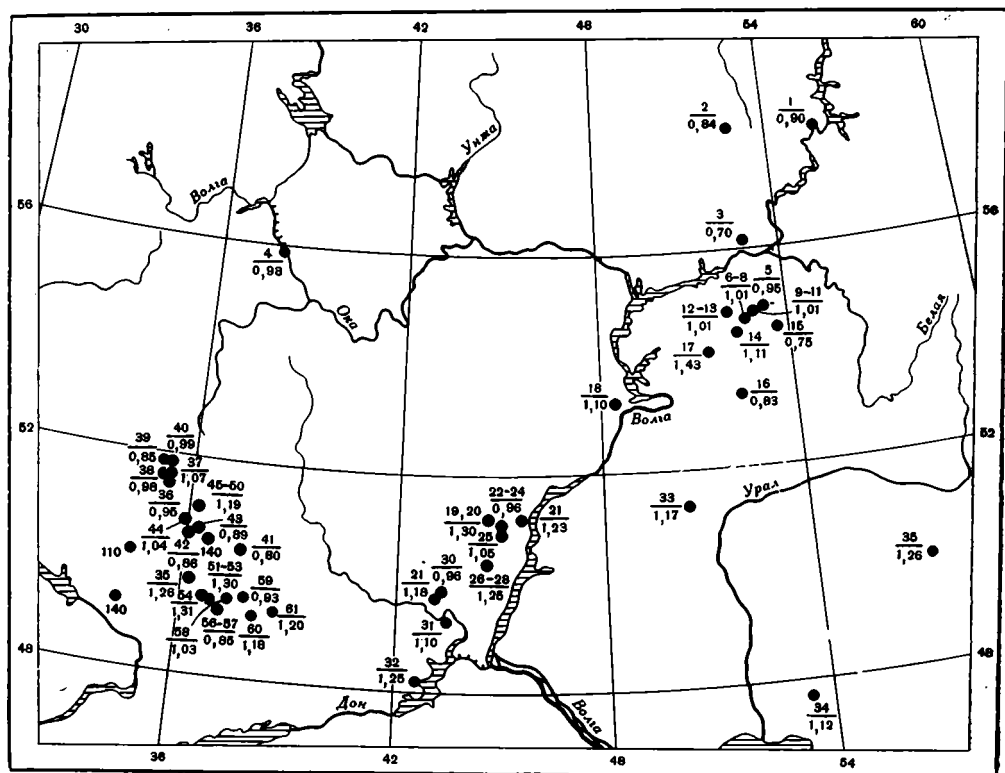


Рис. 29. Расположение пунктов определений теплового потока в центральной и юго-восточной частях Русской платформы

В числителе — номер скважины, в знаменателе — плотность теплового потока в $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$

географическое распределение показано на рис. 29. Предыдущие измерения теплового потока на Русской платформе, выполненные в основном на щитах — Балтийском и Украинском, — показали низкие величины теплового потока на этих стабильных участках древней платформы — порядка $0,8\text{--}0,9 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ (Красковский, 1961; Любимова, 1966в, и др.).

Геотермическая изученность и геолого-тектоническое строение региона. Геотермические исследования в рассматриваемом районе стали интенсивно развиваться в связи с открытием крупнейшей Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Они заключались в основном в выяснении регионального распределения температур в осадочном чехле и связи температурного режима с особенностями размещения и эксплуатации нефтяных месторождений. В частности, региональное описание распределения температур и геотермического градиента дано в работах А. В. Дружинина (1962, 1964), В. А. Лобова (1960), В. И. Найденовой и Б. Г. Поляка (1962) и других исследователей, которые выделили аномальные участки повышения температуры в зонах интенсивных платформенных дислокаций и обсудили возможные причины возникновения этих аномалий. Исключительно интересным оказался почти повсеместно установленный факт некоторой неоднородности температурного режима в пределах локальных платформенных поднятий, а именно — повышение (хотя и сравнительно небольшое) температур и

градиентов в сводах и крутопадающих крыльях поднятий (Дружинин, 1963). Проводилось также изучение изменения термической обстановки при эксплуатации нефтяных месторождений, показавшее резкое снижение пластовых температур при длительном обводнении залежей.

В геолого-тектоническом отношении весь район исследований составляет часть докембрийской Восточно-Европейской платформы. Фундамент ее в этой части сложен метаморфическими и изверженными докембрийскими породами и имеет различный возраст консолидации (в него входят складчатые структуры от карельских до готских и более молодых), охватывающий интервал времени $1,1-1,9 \cdot 10^9$ лет. Здесь выделяются различные типы платформенных структур первого порядка — Московская синеклиза с глубиной залегания фундамента до 3 км, сложнопостроенная Волго-Уральская антеклиза с глубиной залегания фундамента 1,5—2 км, Пачелмский прогиб (авлакоген) с глубиной залегания фундамента до 3 км и Прикаспийская синеклиза, отличающаяся от внутриплатформенных синеклиз большими глубинами залегания фундамента (до 14—15 км в центральной части) и развитием мощных соляных толщ и типичных форм солянокупольной тектоники. На фоне этих крупнейших структур выделяются более мелкие — своды, валы, прогибы, впадины, флексуры и другие, из которых измерениями теплового потока охарактеризованы Омутнинский прогиб, Краснокамско-Полазненский вал, Ромашкинское поднятие, Сокско-Шемшинские дислокации, Доно-Медведицкие дислокации и т. п. Наличие различного типа складок, где углы падения пород достигают $10-15^\circ$, а иногда и более, оказывает существенное влияние на рассеивание величин теплового потока в результате нерегулярной и анизотропной теплопроводности среды.

На формирование структурных элементов восточной части Русской платформы оказали влияние как унаследованность структурных форм кристаллического фундамента, так и неотектонические движения, определившие геоморфологический облик территории — чередование невысоких холмистых гряд и равнин. В частности, территория Куйбышевского и Саратовского Поволжья испытывала в течение неоген-четвертичного времени медленные поднятия с общей амплитудой от 100 до 300 м, а в отдельных участках, например в районе Доно-Медведицких дислокаций, и более 300 м. Территория Прикаспийской синеклизы за то же время медленно опускалась, в ряде мест амплитуда опусканий составила 400—600 м. В связи с этим абсолютные отметки рельефа уменьшаются в общем с севера на юг и составляют в районах поднятий +200—300 м, в Прикаспийской впадине — до —40 м.

Платформенный чехол рассматриваемого района сложен осадочными породами рифейского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста, залегающими большей частью горизонтально или с пологим уклоном до $1-3^\circ$. Лишь в крутопадающих крыльях валов и флексур углы падения достигают $10-15^\circ$, а иногда и более — до 40 и даже 75° . Нередко в толщах осадочных пород наблюдаются локальные дизъюнктивные нарушения — сбросы и сдвиги. Наибольшие мощность и полнота стратиграфического разреза осадочной толщи отмечаются, естественно, в синеклизах. Следует также обратить внимание на наличие в низах разреза Среднего Поволжья вулканогенных пород, возраст которых датируется как рифейский ($1,1 \cdot 10^9$ лет).

Для определения теплового потока нами использовались геотермические данные по толщам пород каменноугольной и девонской систем. Породы их представлены терригенными и карбонатными образованиями — аргиллитами, алевритами, песчаниками, мергелями, известняками и доломитами. В терригенных породах встречаются маломощные прослои углей, а в карбонатных — гипса. Различные литологические разновидности в разрезе находятся между собой в сложных взаимоотношениях,

и сравнительно однородные литологические пакки имеют мощность от десятков метров до нескольких сантиметров, однако в плане они простираются на сотни километров. Последнее очень важно для увязки и геотермических наблюдений.

Как отмечалось выше, на распределение теплового поля существенно влияет движение подземных вод. Однако большинство выполненных измерений расположено в зоне относительно застойного водного режима, что доказывается гидродинамическими исследованиями и высокой минерализацией пластовых вод. Поэтому нет оснований ожидать существенных искажений величин теплового потока за счет влияния этого фактора, и лишь в двух особо оговариваемых ниже случаях, когда пункты измерения расположены близко к области питания водоносных горизонтов, такие искажения возможны.

В заключение приведем краткие сведения о глубинном строении территории. По данным сейсмического зондирования, глубина залегания поверхности Мохоровичича здесь колеблется от 35 до 45 км, мощность консолидированной коры от 30 до 40 км. Однако как поверхность консолидированной коры (о чем говорилось выше), так и поверхность Мохоровичича имеет сравнительно сложный рельеф. Например, глубина залегания последней изменяется от 35 км в северной части территории до 45 км в восточной, южной и западных частях. Имеются также неоднородности в строении консолидированной коры, особенно ярко выраженные в Прикаспийской синеклизе. Здесь наблюдается колоссальная мощность осадочного слоя, малая мощность, а возможно, и выклинивание «гранитного» слоя, и нормальная или повышенная мощность «базальтового» слоя. На остальной территории мощности как «гранитного», так и «базальтового» слоев примерно одинаковы с небольшими отклонениями в ту или другую сторону.

Методика определений. Расположение пунктов определения теплового потока контролировалось прежде всего качеством геотермических данных. В первую очередь учитывалось время выстойки скважин перед термокаротажем — большинство исследовавшихся скважин имело выстойку перед измерением от трех месяцев до нескольких лет и находилось в состоянии теплового равновесия. Измерение температур в скважинах производилось при специальных геотермических исследованиях рядом производственных и научно-исследовательских организаций методом термокаротажа с непрерывной регистрацией температур по стволу скважины при скоростях спуска, исключающих влияние тепловой инерции применяемых термометров. Хотя применяемые термокаротажные приборы могут дать небольшое систематическое смещение температурной кривой, однако эта ошибка невелика (порядка $0,5-1^{\circ}$) и не накапливается при измерении. Поэтому зафиксированная кривая параллельна истинной, что позволяет с высокой точностью определять значения геотермического градиента (не меньшей, чем 5%). Геотермический градиент по скважине вычислялся для всей термограммы с предварительной разбивкой ее на линейные участки. Эти участки в подавляющем большинстве случаев соответствовали основным литологическим комплексам пород осадочной толщи. Последнее представляет собой не случайное, а глубоко закономерное явление. Например, геотермический градиент в породах башкирского яруса в Поволжье колеблется в очень узких пределах — от $1,75$ до $2,15^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ для 90 случаев из 100, т. е. отклоняется от среднего значения $1,95^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ всего на 10%. Кроме того, эти отклонения часто вызваны структурно-тектоническими особенностями залегания осадочной толщи — в своде, крутом или пологом крыльях структуры. Типичные примеры термокривых и значений геотермического градиента по исследовавшимся скважинам будут приведены ниже на графиках.

При определении величины теплового потока использовались результаты специального изучения теплопроводности горных пород карбона и девона Поволжья, полученные Б. А. Яковлевым (1967) на материале 150 образцов. Краткие сведения о теплопроводности пород района для различных литолого-стратиграфических комплексов приведены в табл. 25.

Определения теплового потока на древних платформах имеют свою специфику, обусловленную геологическим строением осадочной толщи, а именно — чередованием тонких слоев с различной теплопроводностью сравнительно выдержанной на больших площадях. Эта специфика должна обязательно учитываться при вычислении теплового потока, поскольку даже при очень большой точности определения температур и теплопроводности образцов нет уверенности, что эти данные будут точно соответствовать одному и тому же слою по скважине. Поэтому наиболее правильным методом расчета теплового потока в этом случае будет предварительное его послонное определение в интервале постоянного градиента с использованием известной теплопроводности слоев и дальнейшее «взвешивание» по мощностям литологических разностей при вычислении среднего.

Так как теплопроводность слоев в интервале постоянного градиента все же может различаться, то различными получатся и значения теплового потока для этих слоев, что также показано на графиках. Однако в этих колебаниях теплового потока не следует искать никакой закономерности — они являются следствием особенностей методики вычисления. Средневзвешенное значение теплового потока по скважине будет достаточно близко к истинному и с учетом достоверности определения параметров, из которых вычисляется тепловой поток, точность определения последнего можно принять в этих случаях от 10 до 25 %.

Обычно после вычисления теплового потока в него вводятся поправки, о которых речь шла выше. К особенностям определений теплового потока на древних платформах относится также и то, что в полученные величины практически не нужно вводить никаких поправок — ни на влияние рельефа, если мы имеем дело с глубокой скважиной, ни на осадконакопление или эрозию, где их скорость очень мала, ни на движение подземных вод, если имеется в виду зона относительно застойного водного режима и т. д. Все эти поправки, как показывают расчеты, очень малы и в сумме не превышают нескольких процентов. Существенна лишь поправка на влияние нерегулярной и анизотропной теплопроводности, обусловленной структурными особенностями залегания осадочной толщи. Этот вопрос можно решить, исходя из фактических данных или моделированием. Выше были отмечены различия теплового режима на сводах, крутых и пологих крыльях локальных структур. Детальное сравнение геотермических градиентов в локальных структурах нефтяных месторождений Поволжья показывает, что различия между их величинами в указанных элементах структур часто составляют 5—7 %, нередко доходя до 10—15 %. Причем значение геотермического градиента в крутых крыльях и на своде завышается, в пологих остается близким к истинному, а в локальных впадинах занижается. Соответственно до 10—15 % может быть завышено или занижено значение теплового потока. К таким же результатам приводит и моделирование. Следовательно, именно этим фактором и обусловлено в основном рассеивание значений теплового потока в восточной части Русской платформы. В областях солянокупольной тектоники, где теплопроводность соляного купола и окружающих пород различается примерно в 4 раза, искажения теплового потока также могут доходить до этой величины. Тому имеется блестящий пример — измерения теплового потока в областях солянокупольной тектоники Северо-Германской низменности (Greutzbarg, 1964).

Результаты определений. В северной части Волго-Уральской антеклизы выполнены 3 определения теплового потока, характери-

Теплопроводность горных пород различных литолого-стратиграфических комплексов восточной части Русской платформы

система	Возраст		Глины, аргиллиты	Алевриты				Песчаники					Доломиты	Известняки	Глинистые известняки											
	ярус, горизонт			глинистые	с включениями пирита и сидерита	глинистые	очень плотные	алевритические	мелкозернистые, кварцевые	нефтесодержащие	пропитанные нефтью															
Каменноугольная (C)	Каширский	4,06	5,02					3,82	3,34			4,06	4,44	3,66												
	Верейский	5,14																								
	Башкирский																		2,70					5,78	5,19	
	Намюрский											5,52														
	Алексинский						7,62					5,47														
	Тульский						7,50					5,71		5,21												
	Угленосный			9,05	6,95				4,40																	
	Верхнетурнейский										5,28	4,64	4,35													
	Нижнетурнейский											5,33	4,97													
Средняя теплопроводность	4,78	5,02	9,05	6,95	7,56	3,44	3,87			4,75	5,08	4,71														
Девонская (D)	Верхнефаменский		5,35									5,52	5,64	5,28												
	Елецкий											4,80	5,28													
	Саргаевский												5,49													
	Кыновский					7,70		3,99						4,68												
	Пашийский	6,21	5,05	7,29	6,38	7,00		5,97	5,45	4,06																
	Муллинский	6,11				10,87																				
	Старооскольский		5,85	7,79		8,24						4,73														
	Воробьевский					7,24																				
	Эйфельский						4,59																			
	Средняя теплопроводность	6,17	5,32	7,32	6,38	7,77	4,59	5,47	5,45	4,06	5,39	5,37	4,89													
Средняя теплопроводность C + D	5,38	5,30	8,05	6,66	8,03	3,70	4,42	4,78		5,05	5,26	4,68														

зующие различные платформенные структурные элементы более высокого порядка. Совместно с ними будет рассмотрено и определение теплового потока по Щелковской скважине, расположенной вблизи Москвы на южном крыле Московской синеклизы.

Глубокая скважина Краснокамская-1 находится на южном крыле Краснокамско-Полазненского вала. Глубина залегания фундамента составляет здесь около 3 км. Исследовался нижний интервал скважины от 900 до 1200 м, сложенный карбонатными породами среднего карбона. Величины равновесного геотермического градиента колеблются от 1,4 до 2,6°С/100 м, поинтервальные величины теплового потока — от 0,74 до 1,13 мкал/см²·сек. Средневзвешенное значение теплового потока в исследованном интервале составляет $0,90 \pm 20\%$ мкал/см²·сек.

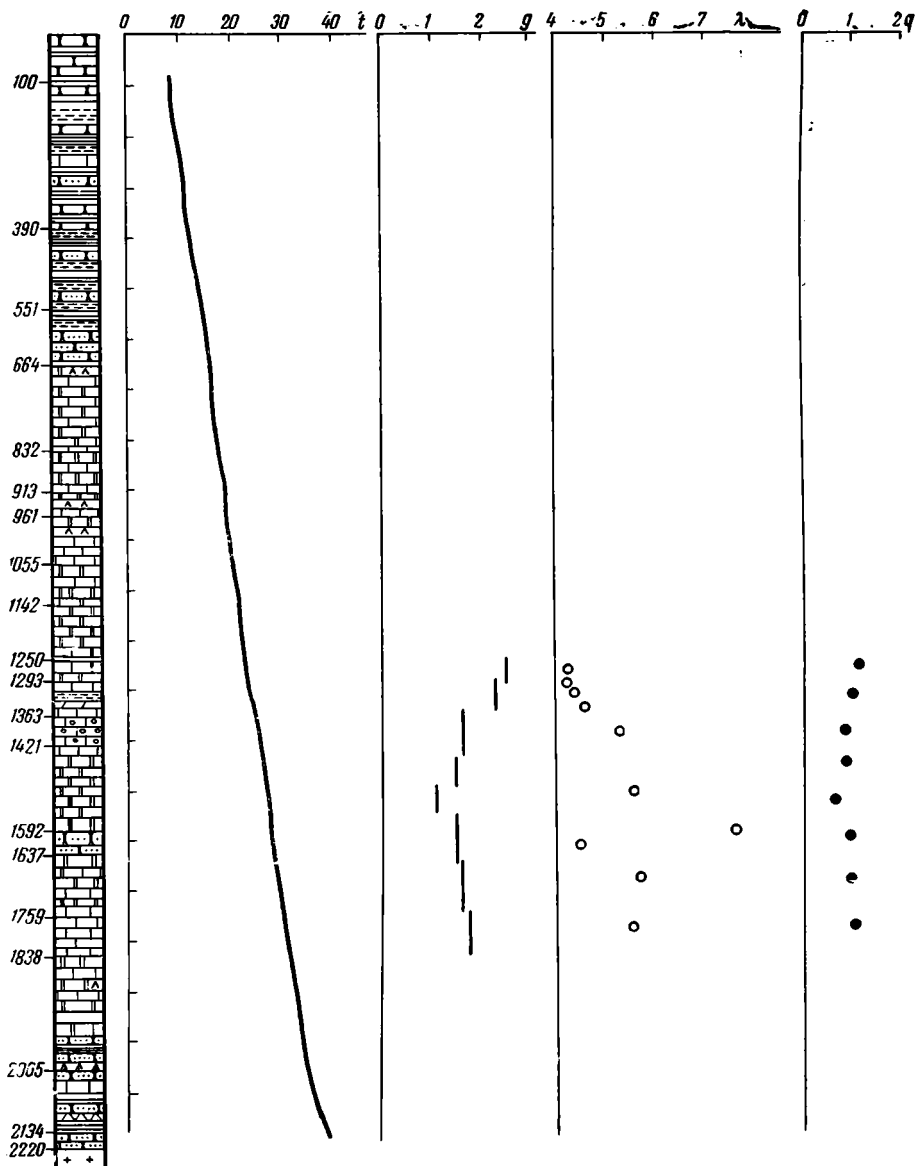


Рис. 30. Определение теплового потока по скважине Глазовской-опорной
 t — изменение температуры с глубиной в $^{\circ}\text{C}$; g — геотермический градиент в $^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$; λ — теплопроводность пород в $10^{-3} \text{ кал/см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}$, q — тепловой поток в $\mu\text{кал/см}^2 \cdot \text{сек}$

Западнее рассмотренного пункта, в пределах очень пологого южного склона Омутнинского прогиба, находится скважина Глазовская-опорная, вскрывшая кристаллический фундамент на глубине 2220 м. Тепловой поток вычислялся в интервале 1250—2200 м, сложенном преимущественно карбонатными породами среднего и нижнего карбона и верхнего девона. Изменение геотермических параметров в исследовавшемся интервале приведено на рис. 30. Средневзвешенное значение теплового потока составляет $0,84 \mu\text{кал/см}^2 \cdot \text{сек}$ и, возможно, несколько занижено за счет недостаточной выстойки скважины перед термозамером.

Глубокая скважина Голышурма-4 расположена на северо-восточном

продолжении Грохано-Елабужского вала. Она вскрыла кристаллический фундамент на глубине 1620 м. Как и в предыдущем случае, за счет недостаточной выстойки скважины (16 суток) возможно некоторое занижение теплового потока, рассчитанная величина которого составляет $0,70 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек.}$

Глубокая разведочная скважина Щелковская-10р находится на южном крыле Московской синеклизы. Глубина залегания фундамента в этом месте составляет примерно 1400 м. Исследовался интервал от 100 до 1000 м, сложенный известняками и доломитами каменноугольной системы и карбонатными и терригенными толщами верхнего девона. Среднее значение теплового потока по интервалу составляет $0,98 \pm 20\% \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек.}$

Полученные значения теплового потока в этих четырех пунктах очень хорошо согласуются с региональными особенностями распределения геотермического градиента в осадочной толще, свидетельствующими о незначительном охлаждении района Омутнинского прогиба и северной части Татарского свода по сравнению с Московской синеклизой и Краснокамско-Полазненским валом. Одной из вероятных причин понижения параметров теплового поля может быть, помимо недостаточной выстойки скважин, наличие на Татарском своде внутренней области питания прилегающих артезианских бассейнов.

На Ромашкинском поднятии, составляющем южную часть Татарского свода и оконтуренном изогипсой фундамента 1600 м, было выполнено 11 определений теплового потока в пределах локальных очень пологих куполов. Измерениями охарактеризованы пять площадей Ромашкинского месторождения и одна площадь недалеко от г. Туймазы. Литолого-стратиграфический разрез месторождения показан на двух типичных примерах, приводимых ниже (рис. 31 и 32).

В северной части Ромашкинского месторождения выполнено одно определение теплового потока по скважине 4379 Азнакаевской площади. Время выстойки скважины перед термозамером — три месяца, величины равновесного геотермического градиента в породах средне- и нижнекаменноугольного и верхнедевонского возраста (в интервале исследования от 700 до 1700 м) колеблются от $1,10$ до $2,10^\circ\text{C}/100 \text{ м.}$ Послойные величины теплового потока составляют от $0,59$ до $1,20 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек.}$, а средневзвешенное значение теплового потока на скважине — $0,95 \pm 10\% \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек.}$

В центральной части месторождения тепловой поток изучался на двух площадях. В первой из них — Абдрахмановской — обследованы глубокие скважины 1231, 1232 и 1234. Разрез их представлен известняками, доломитами, мергелями и терригенными породами карбона и девона. Время выстойки скважин перед измерениями температуры составляет более двух лет. Типичный пример оценки теплового потока на этой площади — по скважине 1232 — приведен на рис. 31. Средневзвешенные величины теплового потока по трем рассмотренным скважинам несколько отличаются. Они равны $0,91$, $0,98$ и $1,10 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек.}$ с точностью до 10% для скважин 1231, 1232 и 1234 соответственно. Вместе с тем рельеф в районе этих близко расположенных скважин существенно отличается — скважина 1231 расположена на холме, 1232 — на пологом склоне, а 1234 — в небольшой долине. Учет влияния рельефа методом Липса показал, что величина поправки в этом случае составляет около 5% . Исправленные на влияние этого фактора значения теплового потока составят $0,96$, $0,98$ и $1,05 \pm 10\% \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек.}$ (тот же порядок перерасчета).

На второй площади — Павловской — определения теплового потока выполнены по скважинам 394, 972 и 3876. Время выстойки первой из них 18 месяцев, второй — 12 и третьей — 2 месяца. Средневзвешенные значения теплового потока по всем скважинам практически одинаковы и

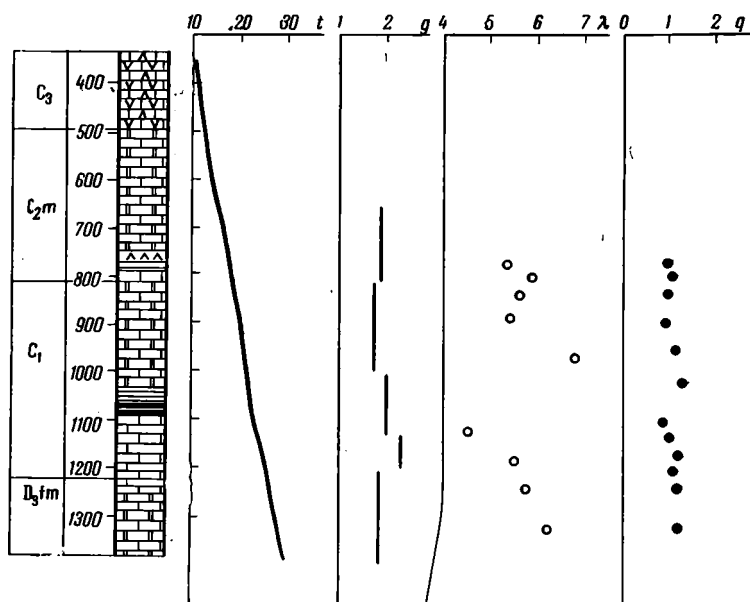


Рис. 31. Определение теплового потока по скважине Абдрахмановской 1232
Обозначения см. на рис. 30

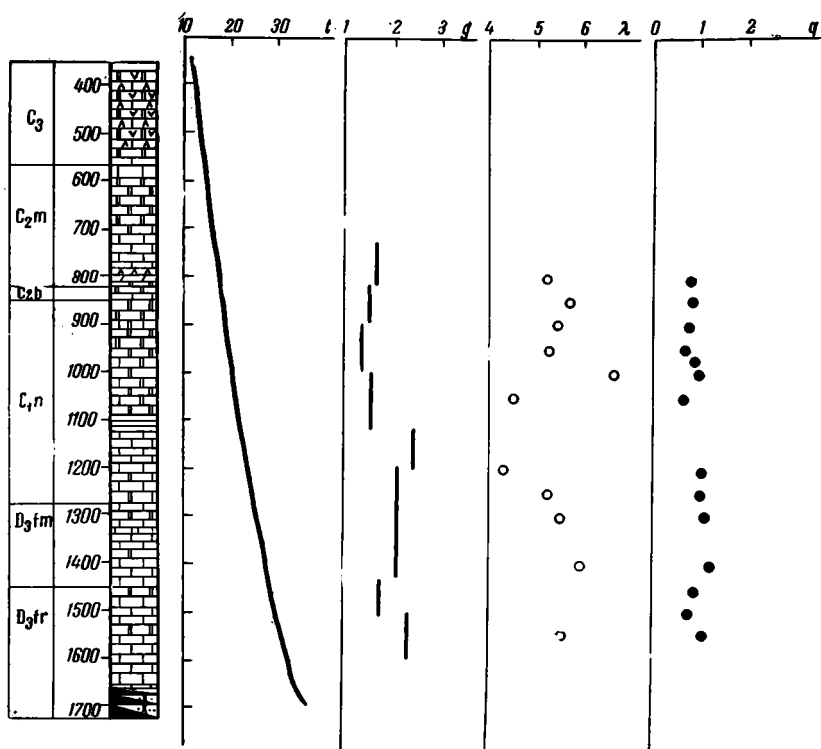


Рис. 32. Определение теплового потока по скважине Павловской 394
Обозначения см. на рис. 30

составляют с точностью $\pm 10\%$ 1,00, 1,00 и $1,04 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ соответственно для скважин 394, 972 и 3876. В качестве примера на рис. 32 приведены геотермические характеристики по скважине 394.

По данным 6 измерений, средняя величина теплового потока в центральной части Ромашкинского месторождения составляет $1,01 \pm 10\% \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$.

В западной части месторождения исследованы две глубокие скважины Миннибаевской площади — 1204 и 1209. В интервале измерений (в обоих случаях от 750 до 1700 м) залегают породы каменноугольного и девонского возраста преимущественно карбонатного состава. Время выстойки в обеих скважинах более года. Средневзвешенные значения теплового потока для скважин 1204 и 1209 составляют соответственно 0,93 и $1,10 \pm 10\% \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Площадные различия в тепловом потоке здесь вызваны, по всей вероятности, локальными особенностями строения осадочной толщи.

В южной части месторождения тепловой поток изучался в глубокой скважине 3547 Зай-Каратайской площади. Перед термозамером скважина простаивала более года, средневзвешенное значение теплового потока по ней составило $1,11 \pm 10\% \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$.

Рассмотрим здесь еще два определения теплового потока. Они хотя и сделаны в скважинах, расположенных уже за пределами собственно Ромашкинского месторождения, но одна из них находится на восточном крыле Ромашкинского поднятия, а другая — примерно в 100 км южнее. Это определения в глубоких скважинах Туймазинской-166 и Пилюгинской-опорной. В первой из них геотермические исследования проводились в интервале 700—1400 м. Обращает на себя внимание низкий градиент в карбонатных отложениях каменноугольного и девонского возраста, где он колеблется от 0,55 до 1,40. Средневзвешенное значение теплового потока по интервалу исследования равно $0,75 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$.

Скважина Пилюгинская-опорная расположена на выположенном опущенном крыле Больше-Кинельской флексуры; фундамент здесь залегает на глубине 2800 м. Породы в интервале исследования представлены преимущественно известняками и мергелями среднего и нижнего карбона. Время выстойки скважины составляло 14 суток, в результате чего геотермический градиент мог быть несколько искажен. Средневзвешенное значение теплового потока по скважине составило $0,83 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$.

Полученные низкие величины теплового потока в двух последних районах хорошо увязываются с картой геотермического градиента (см. рис. 12), свидетельствующей о небольшом понижении геотермических градиентов по направлению к Предуральскому краевому прогибу.

Сокско-Шешминские и Жигулевские дислокации. До сих пор мы рассматривали измерения теплового потока в местах весьма слабого проявления платформенной тектоники — в пологих валах и впадинах с наклоном крыльев обычно в десятки секунд, реже — до нескольких градусов. При этом было трудно ожидать сколько-нибудь существенных искажений теплового потока. Иначе обстоит дело в зонах резких дислокаций в платформенном чехле.

Сокско-Шешминские дислокации являются одной из кулисообразных флексур, обрамляющих южный склон Татарского поднятия. Сокско-Шешминская флексура осложнена цепочкой куполообразных поднятий, углы падения крыльев которых нередко достигают 20° . Нарушения залегания пород прослеживаются по пермским, каменноугольным и девонским отложениям. Определение теплового потока в этой тектонической зоне выполнено по скважине Боровской-опорной, расположенной на поднятом крыле флексуры. Исследования проводились в интервале от 200 до 600 м; до замера скважина находилась в покое 10 месяцев. Литолого-стратиграфический разрез, равновесные значения геотермического градиента,

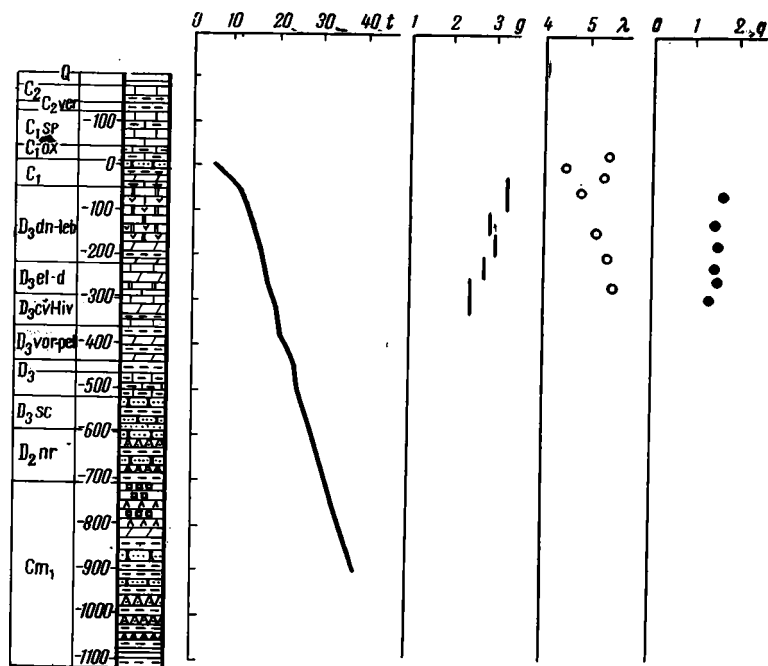


Рис. 33. Определение теплового потока по скважине Боровской-опорной
Обозначения см. на рис. 30

теплопроводность пород и послойные величины теплового потока в интервале измерений показаны на рис. 33. Средневзвешенное значение теплового потока по скважине равно $1,43 \pm 20\%$ $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. По данным измерений геотермического градиента в близко расположенных скважинах, аномалия теплового потока захватывает почти весь район Сокско-Шешминских дислокаций.

Изучение теплового потока в зоне Жигулевских дислокаций проводилось в глубокой скважине Сызранской-опорной. Эти дислокации также представляют собой флексуру, протянувшуюся в широтном направлении более чем на 300 км. Породы перми, карбона и девона здесь круто падают на север с углом наклона слоев до 50° . Флексура осложнена многочисленными куполовидными поднятиями. Сызранская скважина расположена на опущенном крыле флексуры. Средневзвешенное значение теплового потока равно $1,10 \pm 15\%$ $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

Доно-Медведицкие дислокации. Эта платформенная структура, называемая часто также Доно-Медведицким валом, протянулась в меридиональном направлении примерно на 400 км и представляет собой ряд плакантиклиналей, ограниченных с запада и востока ступенчатыми флексурами, которые осложнены цепочками куполов. Углы падения крыльев достигают $20-30^\circ$. Тепловой поток в этом районе изучался в 14 глубоких скважинах, характеризующих различные участки вала.

В северной части вала измерениями теплового потока охарактеризованы четыре площади — Кленовская, Горючкинская, Бахметьевская и Жирновская. Первые две из них тяготеют к району Карамышского прогиба, две другие расположены в пределах крупных куполов, в ядрах которых обнажаются породы каменноугольного возраста.

По Кленовской площади тепловой поток исследовался в двух скважинах — 4 и 8, в интервалах 700—1600 и 750—1500 м соответственно. Средневзвешенные значения теплового потока по скважинам составляют соответ-

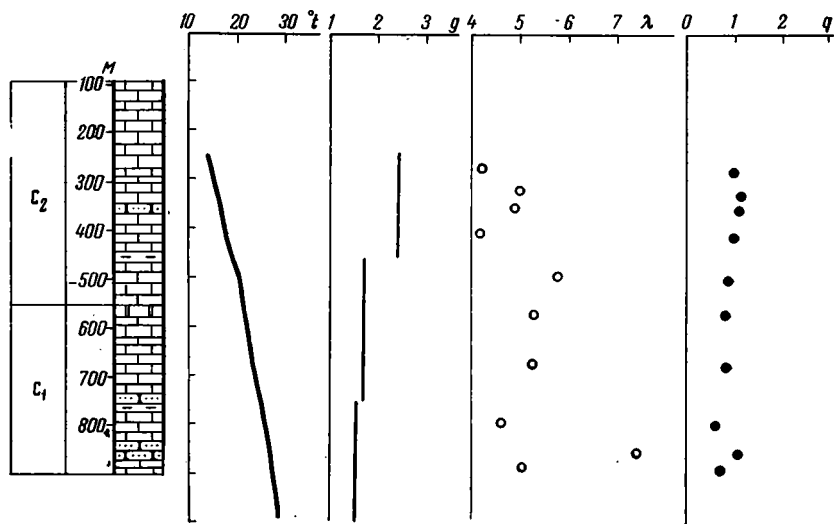


Рис. 34. Определение теплового потока по скважине Бахметьевской 429
Обозначения см. на рис. 30

ственно $1,29$ и $1,31 \pm 15\%$ $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Среднее значение теплового потока по площади — $1,30 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

На Горючкинской площади, расположенной на восток от предыдущей, тепловой поток определялся по скважине 1. В интервале исследования вскрыты карбонатные и терригенные породы каменноугольного возраста. Величины равновесного геотермического градиента по скважине колеблются от $1,4$ до $3,2^\circ\text{C}/100 \text{ м}$, а послойные величины теплового потока — от $1,0$ до $1,4 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Средневзвешенное значение теплового потока по скважине составляет $1,23 \pm 30\%$ $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

Результаты исследований теплового потока по скважинам 107, 365, 429 Бахметьевской площади и 146 Жирновской площади довольно близки. Представление о них можно получить по рис. 34, показывающему литолого-стратиграфический разрез, изменение геотермического градиента, теплопроводности пород и теплового потока по разрезу скважины 429. Следует обратить внимание на то, что значения геотермического градиента вычислялись по всем скважинам из точечных измерений температуры, точность которых невелика ($0,5^\circ$ абсолютной температуры). Учитывая это обстоятельство, а также перепад температуры в интервале вычислений градиента, находим, что точность расчета геотермического градиента составляет около $10-15\%$. Средневзвешенные значения теплового потока по скважинам 107, 356, 429 и 146 равны соответственно $1,00$, $0,93$, $0,95$ и $1,05 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. По всей вероятности, эти значения немного занижены.

В центральной и южной части Доно-Медведицкого вала тепловой поток изучался также на четырех площадях.

На Коробковской площади определения теплового потока выполнены для трех глубоких скважин — 13, 26, 100. Средневзвешенные значения теплового потока по этим скважинам составляют соответственно $1,22$, $1,09$ и $1,45 \pm 15\%$ $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Результаты определений по скважине 13 показаны на рис. 35.

Средневзвешенное значение теплового потока по скважине Клетско-Почтовской-1 составляет $1,25 \pm 15\%$ $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

Определение теплового потока на Голубинской площади проводилось в одной скважине — 34. Средневзвешенное значение теплового потока по

ней составляет $0,96 \pm 30\%$ $\mu\text{кал}/\text{м}^2 \cdot \text{сек}$ и является, по-видимому, недостаточно надежным, ввиду небольшой точности определения геотермического градиента и неясного времени выстойки скважины перед замером.

Последняя площадь, исследованная в пределах Доно-Медведицкого вала, — Верховская — относится к району Донской Луки, южнее которой вал перестает выделяться в геологической структуре. Средневзвешенное значение теплового потока в скважине Верховской-22 равно $1,10 \pm \pm 15\%$ $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Здесь же удобно привести данные и по Тормосинской опорной скважине, расположенной недалеко от прогиба Большого Донбасса в области глубокого погружения каменноугольных пород. Время выстойки этой скважины составляет более года, величины равновесного геотермического градиента в породах среднего и нижнего карбона колеблются от $2,15$ до $3,40^\circ \text{C}/100 \text{ м}$. Средневзвешенное значение теплового потока составляет $1,25 \pm 20\%$ $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

Прикаспийская впадина и Предуральский краевой прогиб. Здесь качественные замеры температуры были проведены в трех пунктах. Интервал исследований приурочен к мощным соляным отложениям, теплопроводность которых колеблется в довольно узких пределах. Были получены следующие величины теплового потока: $1,17$ и $1,12 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ по глубоким скважинам Уральской Г-2 и Макат-3, расположенным в пределах Прикаспийской впадины, и $1,26 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ по глубокой скважине Актюбинской-11. Точность полученных цифр оценивается $\pm 20\%$ ¹.

Анализ полученных данных. Рассмотренные результаты определений теплового потока на территории восточной части Русской платформы суммированы в табл. 26. Координаты пунктов измерений сняты с карты масштаба $1:10\,000\,000$ с точностью $00^\circ 05'$. В правой части таблицы показан ряд геолого-геофизических параметров в пунктах измерения теплового потока — глубины залегания фундамента и поверхности Мохоровичича, а также амплитуды неотектонических движений за неоген-четвертичное время.

Разброс полученных величин теплового потока довольно велик — от $0,70$ до $1,48 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, однако подавляющее число значений сконцентрировано в сравнительно узком интервале — от $0,85$ до $1,25 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Общее распределение всех данных имеет асимметричный характер с небольшой положительной косою, модальное значение заключено в интервале $0,95$ — $1,05 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, среднее распределение равно $1,05 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ (рис. 36).

J	100	
	200	
P+T		
?	300	
	400	
C _{3g}	500	
	600	
	700	
	800	
	900	
C _{2m}	1000	
	1100	
	1200	
C _{2b}	1300	
C _{1m}	1400	
	1500	
C _{1v}	1600	
	1700	

¹ Уже после написания этого раздела нами был получен очень качественный материал геотермических исследований по наблюдательным скважинам, пройденным на железорудных месторождениях Курской магнитной аномалии, а также материалы геотермических измерений в юго-западном Донбассе. По этим районам имеются и надежные определения теплопроводности пород платформенного осадочного чехла (меловых, юрских, каменноугольных) и дислоцированного докембрийского комплекса, выполненные в Институте физики Земли (Любимова, Старикова, Шуппанов, 1964) и тресте «Артемуглегеология». Все это дало основание рассчитать с достаточной точностью величины теплового потока в 36 пунктах данных районов. Поскольку эти материалы существенно дополняют общую картину распределения теплового потока на Русской платформе, они включены в сводную табл. 26 и анализируются совместно с приведенными выше.

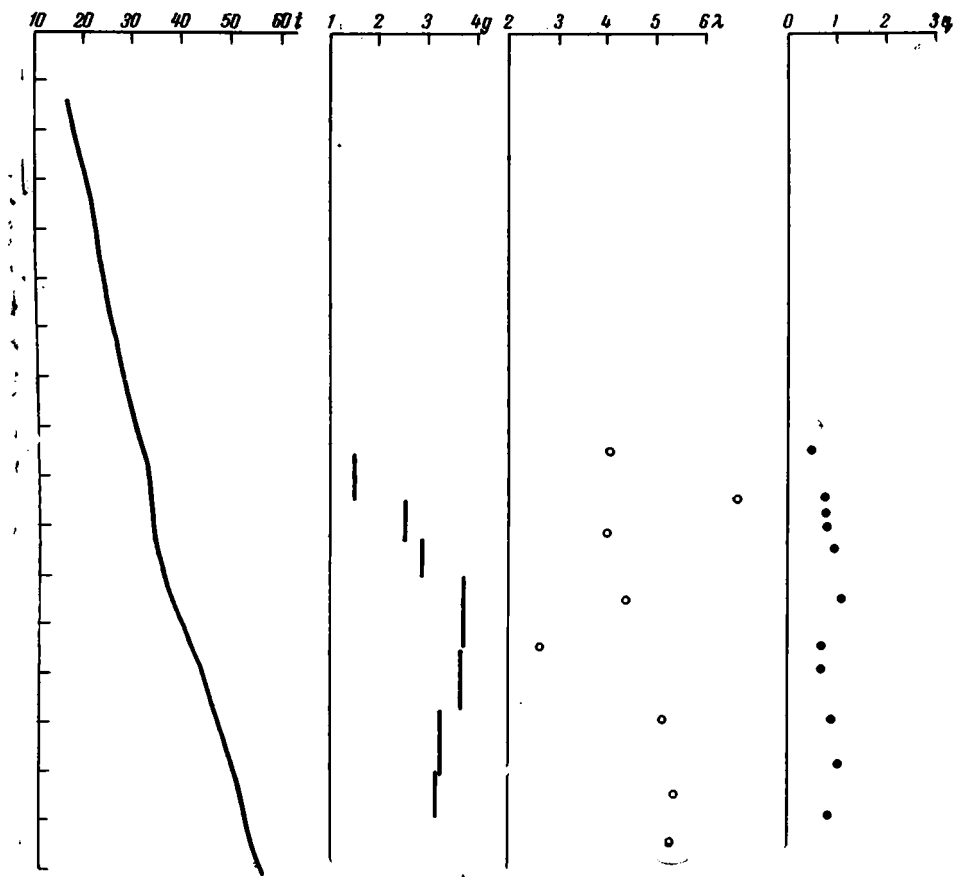


Рис. 35. Определение теплового потока по скважине Коробковской 13
Обозначения см. на рис. 30

В распределении теплового потока устанавливается четкая связь его величин с тектоническим строением Русской платформы. Сравнительно пониженные величины характерны для областей со слабым проявлением платформенной тектоники — Московской синеклизы, центральной и северной частей Волго-Уральской антеклизы и Воронежской антеклизы. Значения теплового потока колеблются здесь от $0,70$ до $1,48 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Среднее по 41 определению составляет $1,00 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ и немного превышает средние величины теплового потока по щитам ($0,86 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ по 14 измерениям на Балтийском щите и $0,77 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ по 7 измерениям на Украинском щите). Поскольку в рассматриваемых случаях величины теплового потока практически не искажаются рефракцией в сложно залегающих осадочных толщах, то их можно рассматривать как величины глубинного теплового потока, отражающие энергетическое состояние глубоких недр земной коры и верхней мантии. В распределении теплового потока на Воронежской антеклизе наблюдаются определенные особенности, заключающиеся в приуроченности повышенных величин теплового потока — порядка $1,20 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ — к южной части массива, граничащей с Донецким авлакогеном. Возможно, что тепловой режим этой более молодой структуры сказывается и в прилегающих тектонических зонах. Весьма интересны также аномальные величины теплового потока ($1,40$ и $1,48 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$), полученные на

Результаты определений теплового потока на территории Русской платформы*

№ п. п.	Разведочная площадь, участок	№ скв.	Координаты		Глубина исследования, м	Выстойка, месяц	Альтитуда устья скв., м	Измеренный тепловой поток, μ кал/см ² ·сек	Точность, %	Глубина залегания		Амплитуда неотектонических движений, м
			с. ш.	в. д.						фундамента, км	поверхности «М», км	
Северная часть Волго-Уральской антеклизы и Московская синеклиза												
1	Краснокамская	1	58°05'	55°40'	900—1200	>12	100	0,90	20	—2,9	40,0	+50
2	Глазовская	Оп.	58°05'	52°35'	1250—2200	0,5	140	0,84	30	—2,0	38,0	+100
3	Голышурма	4	56°05'	52°45'	550—1400	0,5	60	0,70	30	—1,7	38,0	+50
4	Щелковская	10р	55°55'	37°55'	100—1200	>12	—	0,98	20	—1,3	38,0	+100
Татарский свод, Ромашкинское поднятие												
5	Азнакаевская	4379	54°50'	53°05'	700—1700	3	250	0,95	10	—1,6	38,0	+350
6	Абдрахмановская	1231	54°40'	52°35'	600—1700	24	280	0,91	10	—1,6	37,0	+350
7	»	1232	54°40'	52°35'	600—1400	12	200	0,98	10	—1,6	37,0	+350
8	»	1234	54°40'	52°35'	500—1600	24	140	1,10	10	—1,6	37,0	+350
9	Павловская	394	54°45'	52°45'	550—1700	36	225	1,00	10	—1,6	37,0	+350
10	»	972	54°45'	52°45'	600—1800	>12	220	1,00	10	—1,6	37,0	+350
11	»	3876	54°45'	52°45'	900—1800	2	295	1,04	10	—1,6	37,0	+350
12	Миннибаевская	1204	54°45'	52°05'	700—1600	12	211	0,93	10	—1,6	37,0	+350
13	»	1209	54°45'	52°05'	600—1800	12	310	1,10	10	—1,6	37,0	+350
14	Зай-Каратайская	3547	54°25'	52°25'	600—1800	>12	280	1,10	10	—1,6	38,0	+350
15	Туймазинская	166	54°30'	53°30'	650—1600	2	—	0,75	30	—1,6	38,0	+250
16	Пилюгинская	Оп.	53°20'	52°15'	1050—2200	0,5	—	0,83	30	—3,0	35,0	+250
Сокско-Шешминские, Жигулевские и Доно-Медведицкие дислокации												
17	Боровская	10п	54°05'	51°15'	50—700	12	200	1,43	20	—2,6	36,0	+250
18	Сызранская	Оп	53°15'	48°25'	1000—2000	1	114	1,10	15	—2,1	40,0	+150
19	Кленовская	4	51°10'	44°30'	700—1600	—	157	1,29	15	—3,5	40,0	+220

*) Во всех случаях учтена температурная поправка к теплопроводности пород.

Таблица 26 (продолжение)

№ п. п.	Разведочная площадь, участок	№ скв.	Координаты		Глубина исследования, м	Выстойка, месяц	Альтитуда устья скв., м	Измеренный тепловой поток, μ кал/см ² ·сек	Точность, %	Глубина залегания		Амплитуда неотектонических движений, м
			с.ш	в.д						Фундамента, км	поверхности «М», км	
20	Клёновская	8	51°10'	44°30'	750—1500	>3	137	1,31	15	—3,5	40,0	+220
21	Горючкинская	1	51°10'	45°35'	1200—1750	>3	—	1,23	20	—3,9	40,0	+250
22	Бахметьевская	107	51°00'	44°55'	300—1100	>1	140	1,00	30	—3,7	40,0	+220
23	»	356	51°00'	44°55'	250—750	>1	148	0,93	30	—3,7	40,0	+220
24	»	429	51°00'	44°55'	250—900	>1	152	0,95	30	—3,7	40,0	+220
25	Жирновская	146	50°50'	44°55'	100—950	>3	175	1,05	30	—3,7	40,0	+220
26	Коробковская	13	50°15'	44°35'	800—1700	6	233	1,22	15	—3,9	40,0	+300
27	»	26	50°15'	44°35'	500—1000	>2	186	1,09	15	—3,9	40,0	+300
28	»	100	50°15'	44°35'	900—2800	12	246	1,45	15	—3,9	40,0	+300
29	Клетско-Почтовская	1	49°40'	43°10'	100—1500	2	94	1,25	15	—4,1	40,0	+100
30	Голубинская	34	49°45'	43°15'	100—600	—	93	0,96	30	—2,0	40,0	+100
31	Верховская	22	49°20'	43°25'	250—1500	>1	117	1,10	15	—2,1	40,0	+100
32	Тормосинская	1оп	48°10'	42°35'	1900—3500	>12	53	1,25	20	—6,0	40,0	+50
Прикаспийская синеклиза												
33	Уральская	Г—2	51°15'	50°25'	1200—2000	—	—	1,17	20	—9,0	40,0	+50
34	Магат	3	47°40'	53°25'	1200—2200	>1	—	1,12	20	—13,0	40,0	—200
Предуральский краевой прогиб												
35	Актюбинская	11	49°55'	57°15'	700—1400	>3	—	1,26	20	—	45,0	—
Воронежская антеклиза												
36	Ново-Ялтинская	2273	52°30'	35°20'	80—290	48	285	0,95	15	+70	52,0	+200
37	Михайловская	974	52°25'	35°20'	40—120	120	205	1,07	20	+110	52,0	+200
38	»	047	52°20'	35°10'	65—260	48	265	0,90	15	0	52,0	+200

Таблица 26 (продолжение)

№ п.п.	Разведочная площадь, участок	№ скв.	Координаты		Глубина исследования, м	Выстойка, месяц	Альтитуда устья скв., м	Измеренный тепловой поток, μ кал/см ² ·сек	Точность, %	Глубина залегания		Амплитуда неотектонических движений, м
			с. ш.	в. д.						фундамента, км	поверхности «М», км	
39	Михайловская	424	52°15'	35°05'	20—215	12	—	0,85	15	—130	52,0	+200
40	»	413	52°15'	35°10'	20—160	3	215	0,99	15	—50	52,0	+200
41	Старый Оскол	2080	51°35'	37°30'	55—200	36	240	0,80	15	+50	52,0	+200
42	Солнцево	14К	51°25'	36°00'	70—265	24	185	0,86	20	—100	50,0	+200
43	»	406	51°20'	36°15'	80—260	72	205	0,89	10	—100	50,0	+200
44	Яковлевская	439г	51°10'	35°55'	90—450	12	220	1,04	10	—350	50,0	+200
45	»	369г	51°00'	36°10'	60—370	24	205	1,07	15	—300	50,0	+200
46	»	466	51°00'	36°10'	80—440	24	250	1,12	10	—300	50,0	+200
47	»	268	51°00'	36°10'	120—390	60	—	1,26	10	—300	50,0	+200
48	»	22	51°00'	36°10'	130—490	72	230	1,40	10	—300	50,0	+200
49	»	265	51°00'	36°10'	100—650	84	230	1,08	10	—350	50,0	+200
50	»	247	50°00'	36°10'	110—460	48	—	1,20	10	—300	50,0	+200
51	Гостищевская	139ц	50°45'	36°50'	90—760	72	210	1,32	10	—350	50,0	+200
52	»	512	50°45'	36°50'	115—430	36	—	1,10	10	—500	50,0	+200
53	»	602	50°45'	36°50'	70—480	36	210	1,48	10	—350	50,0	+200
54	Белгород	1010	50°35'	36°40'	50—570	48	—	1,31	10	—500	48,0	+200
55	»	10в	50°15'	36°15'	75—1030	48	—	1,26	10	—800	46,0	+200
56	Корочанская	1г	50°50'	37°10'	20—250	36	220	0,90	15	—200	49,0	+200
57	»	2г	50°50'	37°10'	20—350	36	220	0,79	10	—200	49,0	+200
58	Больше-Троицкая	786	50°30'	37°20'	90—420	24	—	1,03	10	—350	48,0	+200
59	»	367г	50°30'	37°35'	80—475	24	190	0,93	10	—300	48,0	+200
60	Чернянская	21г	50°55'	37°50'	30—330	72	—	1,18	10	0	50,0	+200
61	Алексеевская	735г	50°45'	38°35'	80—240	48	200	1,20	15	—50	47,0	+200

Таблица 26 (окончание)

№ п.п.	Разведочная площадь, участок	№ скв.	Координаты		Глубина исследования, м	Выстойка, месяц	Альтитуд-да устья скв., м	Измерен-ный теп-ловой поток, μ кал/см ² ·сек	Толщина, %	Глубина залегания		Амплитуда геотектонических движений, м
			с. ш.	в. д.						фунда-мента, км	поверх-ности «М», км	
Прогиб Большого Донбасса												
62	Дзержинский-Глубокий . . .	1871	48°25'	37°40'	200—1420		—	1,26				
63	То же	85-ц	48°25'	37°40'	540—1360		—	1,62				
64	»	1887	48°25'	37°40'	200—1020		—	1,33				
65	Красноармейский-Капиталь-ный	3278	48°20'	37°15'	440—1406		—	1,51				
66	Орджоникидзевский-Глубо-кий	3211	48°05'	37°50'	400—1408		—	1,39				
67	Мушкетовский Запереваль-ный	3771	47°55'	37°45'	500—1260			1,30				
68	Рассыпной	1968	48°10'	38°20'	60—968			0,84				
69	Поле шахты 12	1983	48°05'	38°15'	400—1255			1,14				
70	Поле шахты 2-бис	с-8	48°05'	38°15'	700—1310			1,00				
71	Южно-Донбасский	8664	47°20'	37°15'	780—1240			1,26				
Предварительные оценки												
72	Арал-Сор, сверхглубокая . .	1	50°05'	48°10'	100—6000	—	—	1,15	—			

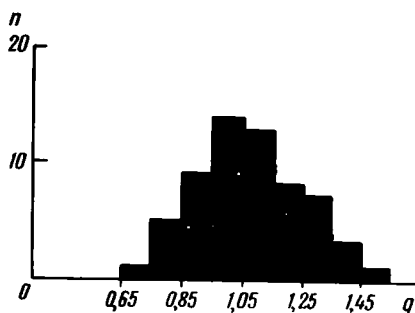


Рис. 36. Гистограмма 62 значений теплового потока, установленных в центральной и юго-восточной частях Русской платформы

n — частота в %; q — тепловой поток в $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$

Яковлевском и Гостищевском железорудных месторождениях. Они связаны, очевидно, с неравномерным перераспределением тепла между осадочной толщей со средней теплопроводностью $5,0 \times 10^{-3} \text{ кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек} \cdot \text{град}$ и метаморфическими породами фундамента, теплопроводность которых примерно втрое выше. Об этом перераспределении свидетельствуют, например, существенные колебания теплового потока на небольших расстояниях в пределах месторождений — от 1,04 до 1,48 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, причем нормальные величины встречаются значительно чаще. В целом же, несмотря на некоторые отклонения, тепловой поток, измеренный на стабильных древних платформах в условиях спокойного залегания осадочной толщи и фундамента, является фактически ненарушенным и отражает действительное тепловое состояние недр в пределах этих структур.

В областях сложного залегания осадочной толщи и фундамента величины теплового потока могут существенно деформироваться. Об этом свидетельствуют как исследования геотермического градиента, так и определения теплового потока в пределах Сокско-Шешминских, Жигулевских и Доно-Медведицких дислокаций. Тепловой поток здесь колеблется от 0,93 до 1,45 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, среднее значение по 16 определениям составляет 1,16 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, т. е. почти на 20% выше, чем в областях со спокойным залеганием осадочной толщи. При этом возникает очень важный вопрос — являются ли эти положительные аномалии теплового потока на платформе глубинными или они обусловлены приповерхностными искажениями теплового поля? Детальный анализ распределения геотермического градиента на локальных поднятиях, на крыльях крупных флексур, а также привлечение материалов моделирования в поле установившихся температур при условиях, близких к природным, позволяет сделать вывод, что наблюдаемые аномалии неглубинные. Они — следствие искажений теплового поля локальными платформенными структурами. Тем не менее, окончательное решение вопроса требует дополнительных исследований, так как было бы преждевременным отрицать возможность притока глубинного флюида по зонам разломов в фундаменте, перенос тепла при миграции в залежах нефти и газа и т. п. Но даже отвлекаясь от вопроса о происхождении аномалий, можно констатировать очень важный факт — большинство структур, с которыми связаны месторождения нефти и газа на Русской платформе, характеризуется тепловым потоком, повышенным по отношению к фону примерно на 10—20%.

Рассмотрим теперь соотношения величин теплового потока с глубиной залегания кристаллического докембрийского фундамента и поверхности Мохоровичича, а также с амплитудами тектонических движений за неоген-четвертичное время. На графике (рис. 37) показана взаимосвязь величин теплового потока с глубиной залегания фундамента. Здесь по оси абсцисс отложена глубина залегания фундамента в абсолютных отметках, по оси ординат — величины теплового потока в $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

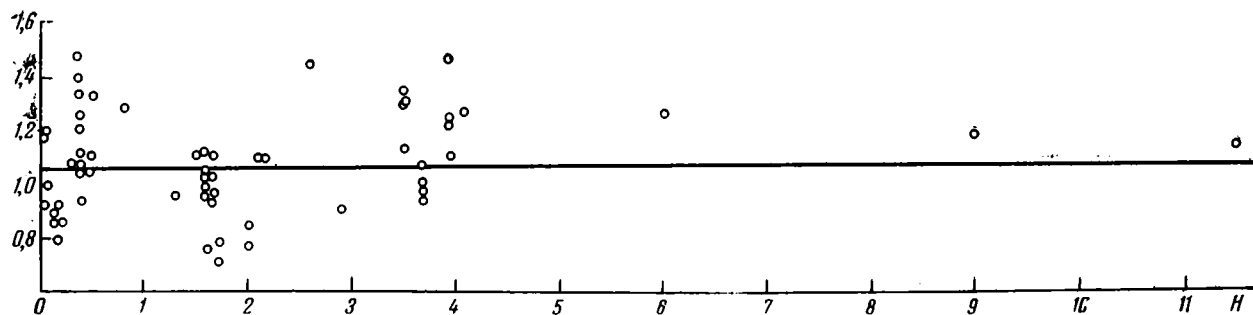


Рис. 37. Зависимость между величинами теплового потока и глубиной залегания фундамента на Русской платформе
 q — тепловой поток в $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$; H — глубина залегания фундамента в км

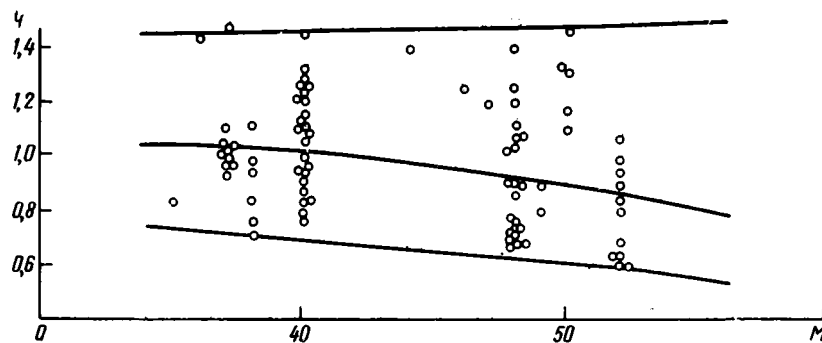


Рис. 38. Зависимость между величинами теплового потока и мощностью земной коры на Русской платформе

q — тепловой поток в $10^{-6} \text{ кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$; M — мощность земной коры в км

Выравнивающая линия, полученная методом наименьших квадратов, представляет собой прямую, параллельную оси глубин, т. е. значения теплового потока являются в этом случае константами ($y=b=1,05 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$) и не зависят от глубины залегания фундамента. Отсюда следует важный вывод: при любой глубине залегания фундамента на древних платформах величины глубинного теплового потока остаются постоянными и практически равными между собой. Этот вывод легко распространить и на возраст фундамента, и на его вещественный состав. Действительно, несмотря на колебания возраста фундамента от места к месту с общим интервалом около 1 млрд. лет, величины теплового потока остаются в них весьма близкими. Следовательно, в областях дорифейской складчатости различие между величинами теплового потока, существовавшее во время геосинклинального цикла развития тех или иных структурных элементов (см. ниже), фактически сглажено, а тепловой режим в участках земной коры и верхней мантии, соответствующих этим структурным элементам, практически одинаков. Изложенные соотношения подтверждаются и на других древних платформах — Сибирской, Северо-Американской и Австралийской. Отсутствие связи между величинами теплового потока и вещественным составом фундамента свидетельствует также о слабой корреляции между тепловым потоком и магнитными аномалиями в пределах древних платформ.

На рис. 38 показаны соотношения между мощностью земной коры и величинами теплового потока на Русской платформе. Нетрудно заметить, что связь между этими величинами очень слаба. Тем не менее, в правой части графика улавливается определенная тенденция уменьшения теплового потока с увеличением мощности земной коры. Фактически эта тенденция возникла из-за включения данных по Украинскому щиту, где низким величинам теплового потока соответствуют большие мощности коры — до 55 км. Такой факт не единичный и подтверждается, например, в ряде участков Канадского щита. Укажем также, что эта тенденция отмечается только в пределах древних платформ и оказывается с первого взгляда неожиданной и трудно объяснимой с позиций генерации тепла преимущественно в земной коре. Дальнейшие исследования помогут, несомненно, разобраться в этом вопросе более детально, хотя и сейчас можно высказать некоторые предположения, например, о сносе значительной массы кислых пород (с высоким содержанием радиоэлементов) со щитов.

Из данных табл. 26 видно, что на древних платформах отсутствует связь и между величинами теплового потока и амплитудой неотектонических движений, а также между величинами теплового потока и рельефом земной поверхности платформы. Вполне вероятно, что более точные исследования теплового потока (с надежностью, допустим, $\pm 1\%$) помогут выявить между некоторыми из этих параметров определенные связи, характер которых, несомненно, будет и в дальнейшем трудно уловить на таких стабильных и энергетически единых структурах Земли.

Резюмируя изложенное, можно сделать следующие выводы.

1. Тепловой поток на Русской платформе колеблется сравнительно широко — от 0,70 до 1,48 $\text{мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Однако подавляющее число измерений находится в значительно более узком интервале — от 0,85 до 1,25 $\text{мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$.

2. Рассеивание измеренных величин теплового потока объясняется, по существу, двумя факторами — точностью экспериментального определения величин и искажающим влиянием структурных форм залегания осадочной толщи и фундамента. Зоны со спокойными формами платформенной тектоники характеризуются средним значением теплового потока около 1,00 $\text{мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, зоны интенсивных платформенных дислокаций — величиной среднего теплового потока около 1,20 $\text{мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$.

3. По величинам глубинного теплового потока (которые получаются после введения соответствующих поправок) на Русской платформе можно, по всей вероятности, выделить три крупнейших структурных элемента — щиты, плиту и Прикаспийскую синеклизу. Глубинный тепловой поток в этих элементах составляет соответственно 0,90, 1,00 и $1,10 \pm \pm 15\%$ $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

4. На Русской платформе не наблюдается однозначной связи между величинами теплового потока и рельефом земной поверхности, глубинами залегания кристаллического фундамента и поверхности Мохоровичича, градиентами неотектонических движений, магнитными аномалиями и возрастом складчатости различных докембрийских структур. Большинство из этих соотношений характерно лишь для таких древнейших участков Земли, как Русская платформа. Отмеченная в тексте тенденция соответствия большой мощности земной коры и низкого теплового потока на Украинском щите требует дальнейшего изучения.

5. Фактически измеренные величины теплового потока могут служить дополнительным признаком при поисках нефтяных и газовых месторождений на платформе, поскольку структуры последних часто выделяются повышением величины теплового потока по отношению к фону на 10—20%.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК НА ТЕРРИТОРИИ ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Геотермическая изученность и геолого-тектоническое строение региона. Рассматриваемый регион расположен между 47 и 42° с. ш. и 38 и 48° в. д. и относится к числу наиболее изученных в геотермическом отношении районов СССР.

В развитие геотермических исследований в Предкавказье значительный вклад внесли Ф. А. Макаренко, Г. М. Сухарев, В. С. Котов, И. Г. Киссин, В. Н. Корценштейн, М. В. Мирошников, А. И. Хребтов и многие другие исследователи. Именно благодаря этому стало возможным составление схематической карты теплового потока по территории Предкавказья. Региональную характеристику распределения температур по этому региону, а также гидротермических условий с данными о запасах и ресурсах термальных вод можно найти в трудах Второго геотермического совещания за 1967 г. На территории Кавказа были проведены и первые измерения теплового потока в СССР — в районе Старой Мацесты (Любимова, Люсова, Фирсов и др., 1960). В последнее время было выполнено значительное количество определений теплового потока на территории Северного Кавказа и Предкавказья. В результате этих работ наметились связи теплового потока с тектоническим строением региона. В частности, были установлены высокие величины теплового потока в районе Ставропольского свода и Кавминводского выступа и пониженные величины в Индоло-Кубанском прогибе (Любимова, 1966в). Высокие величины теплового потока были получены также, в пределах мегантиклинория Большого Кавказа и эпигерцинской Скифской плиты, умеренно высокие и пониженные — в Терско-Каспийском краевом прогибе (Сухарев, Власова и Тарануха, 1966; Джамалова, 1967; Киссин, 1964). Результаты этих исследований приводятся в табл. 28.

В тектоническом отношении Предкавказье представляет собой сложную область, где сочленяется ряд разновозрастных тектонических зон — докембрийских, палеозойских и кайнозойских. Северная часть территории относится к докембрийской Русской платформе, структуры которой в Западном Предкавказье граничат с Донецким авлакогеном и Скифской плитой, образуя так называемый Ростовский выступ Украинского щита.

Глубина залегания докембрийского фундамента на Ростовском выступе составляет 1—2 км. В Восточном Предкавказье граница между Русской платформой и Скифской плитой проходит по валу Карпинского, который с севера ограничен системой взбросовых нарушений, являющихся отражением в осадочном чехле зоны сочленения докембрийской и палеозойской плит.

Основную часть территории Предкавказья занимает Скифская плита, имеющая складчатое палеозойское основание. В пределах плиты выделяются структуры низших порядков — вал Карпинского, зоны Манычских прогибов, Ставропольский свод, Азово-Кубанская и Терско-Кумская впадины. Вал Карпинского представляет собой крупное поднятие пород платформенного чехла и палеозойского фундамента, сформировавшееся в мезо-кайнозойское время. В западной части вала палеозойские породы выходят на поверхность, в восточной части фундамент погружается до глубин 2,5 км; южная часть вала представляет крутую моноклинал. Вал Карпинского осложнен рядом локальных поднятий, выраженных в породах фундамента и осадочного чехла.

С юга к валу Карпинского примыкает зона Манычских прогибов, протягивающаяся от западных окраин Донбасса до Кизлярского залива. В ней выделяются три прогиба — Бузловско-Пролетарский, Гудиловский и Восточно-Манычский. Глубины залегания палеозойского фундамента в этих прогибах последовательно увеличиваются с запада на восток (от 2,5 км на западе до 5,0 км у Кизлярского залива). Вся система прогибов формировалась в основном в юрское и меловое время.

Далее на юг располагается Терско-Кумская впадина, в которой выделяются зона Прикумских поднятий, где фундамент залегает на глубинах от 3,0 до 4,0 км, и Чернолесский прогиб с глубиной залегания фундамента до 5,0 км. В зоне Прикумских поднятий выделяется несколько рядов куполов (до пяти). Терско-Кумская впадина граничит с южной стороны с кайнозойским Терско-Каспийским краевым прогибом.

В центральной части Предкавказья расположено Ставропольское поднятие, представляющее собой субмеридиональную структуру и разделяющее Терско-Кумскую и Азово-Кубанскую впадины Скифской плиты. С юга оно небольшим Тормосинским прогибом отделяется от структур Большого Кавказа, к северу полого погружается, а в районе оз. Маныч обрывается крутой флексурой в направлении к Манычскому прогибу. Ставропольское поднятие подразделяется на Невинномысский вал, протягивающийся в широтном направлении, и расположенный севернее изометричный Ставропольский свод. Глубины залегания фундамента в пределах этих структур резко колеблются — от 0,6 до 3,0 км. Ставропольское поднятие начало развиваться в юре и испытало ряд воздыманий, одно из которых (весьма интенсивное) произошло в неоген-четвертичное время.

С запада к Ставропольскому поднятию примыкает Азово-Кубанская впадина, переходящая на юге в Индоло-Кубанский краевой прогиб альпийской фазы складчатости, а на севере граничащая с Ростовским выступом Русской платформы. В Азово-Кубанской впадине глубина залегания палеозойского фундамента изменяется от 1 км на северном крыле до 4,0—5,0 км на южном.

Примерно в центральной части впадины в широтном направлении проходит Каневско-Березанская антиклинальная зона, осложненная локальными куполовидными структурами. Основание ее слагают дислоцированные породы триаса и нижней и средней юры.

В южной части Предкавказья расположены два крупнейших краевых прогиба, сформировавшихся в эпоху альпийского тектогенеза — Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский. Оба прогиба имеют резко асимметричное строение — крутые южные крылья и пологие северные, плавно переходящие в фундамент Скифской плиты. На южных бортах прогибов

отмечаются осложняющие их строение крупные антиклинальные поднятия. В частности, Терско-Каспийский прогиб осложнен двумя антиклинальными зонами — Терской и Сунженской, протягивающимися почти вдоль всего прогиба в широтном направлении и продолжающимися в меридиональном направлении в Кулсаро-Дивичинский прогиб (антиклинальные зоны южного Дагестана). Глубина залегания консолидированной коры в осевых частях прогибов составляет 10—12 км. Крутые южные крылья прогибов срезаются складчатыми кайнозойскими структурами мегантиклинория Большого Кавказа. Оба прогиба разделены между собой Кавминводским выступом Кавказского мегантиклинория, глубоко врезающимся в эпигерцинскую платформу. На продолжении его, уже в теле платформы, развиты молодые лакколиты Пятигорья.

В формировании общей тектонической структуры Предкавказья большая роль отводится глубинным разломам, которые выражены линейными зонами дробления, разграничивающими тектонически разнородные блоки и находящими отражение в изменении физических полей, структуры фундамента и осадочного чехла. В частности, глубинные разломы в Предкавказье, имеющие простирание, близкое к широтному, разграничивают докембрийскую и палеозойскую плиты, краевые альпийские прогибы, флишевые синклинории и палеозойское ядро Большого Кавказа. В пределах Большого Кавказа и Предкавказья выделяется также крупнейший глубинный разлом антикавказского простирания, протягивающийся по линии Ставрополь — Сурами. В районе исследования на линии этого разлома находятся Кавминводский выступ и Ставропольский свод, а на севере он продолжается в системе Ергенинских поднятий и далее — в зонах дислокаций бассейна Волги Русской платформы.

Согласно тектоническому плану Предкавказья, изменяются и черты его глубинной структуры. В частности, глубинным сейсмическим зондированием установлена наибольшая мощность земной коры под Кавказским мегантиклинорием — до 55—60 км. Повышенная мощность земной коры — порядка 45 км — наблюдается и в краевых прогибах альпийской фазы складчатости. К северу, на Скифской плите, мощность земной коры сокращается до 35—30 км.

Территория Предкавказья, особенно в ее южной части, представляет собой область интенсивных и разнонаправленных неотектонических движений. В краевых прогибах — Индоло-Кубанском и Терско-Каспийском, в течение неоген-четвертичного времени преобладали опускания с общей амплитудой в осевых частях до 5 км, в осевой части мегантиклинория Большого Кавказа — поднятия примерно с той же амплитудой. В пределах эпигерцинской плиты неотектонические движения также были дифференцированы по знаку, но имели значительно меньшие амплитуды. Исключением являются район Ставропольского свода, где поднятие за неоген-четвертичное время составило около 1 км, и районы плиты, прилегающие к краевым прогибам, опускание которых за то же время составило до 1—2 км.

В строении осадочного чехла рассматриваемой территории принимают участие породы мезозойского и кайнозойского возраста, представленные преимущественно терригенными образованиями. Формы их залегания часто весьма сложны — пласты в пределах локальных структур имеют углы падения от единиц до нескольких десятков градусов, часты перерывы и дизъюнктивные нарушения. Поэтому в Предкавказье следует ожидать существенного рассеивания величин теплового потока за счет искажения его структурно-тектоническим фактором.

Необходимо обратить внимание на большую мощность и фациально-литологическую выдержанность глин верхнего миоцена, майкопа и эоцена по всему Предкавказью, что исключительно важно для корреляции геотермических наблюдений.

Все указанные тектонические области на территории Предкавказья, включая и локальные структуры, охарактеризованы определениями теплового потока. Эти определения были сделаны по 73 скважинам, часть из которых имеет значительное время выстойки и характеризуется равновесным геотермическим градиентом. В ряде скважин, как показывают расчеты, время выстойки недостаточно, однако геотермический градиент в подобных случаях отличается от равновесного не более чем на 5—10%, о чем свидетельствуют повторные определения в многократно исследовавшихся скважинах. Наконец, для части скважин равновесный геотермический градиент определялся методом двух термограмм, разработанным в Институте физики Земли АН СССР (Кутасов, 1964; Кутасов, Любимова, Фирсов, 1966).

Теплопроводность горных пород в Восточном Предкавказье определялась методом регулярного режима (Джамалова, 1967). Всего было исследовано около 200 образцов терригенных и карбонатных пород мезо-кайнозойского возраста. Использовались также результаты определений теплопроводности горных пород Предкавказья и Большого Кавказа, выполненные в Грозненском нефтяном институте (Сухарев, Власова и Тарануха, 1966), и данные Ставропольского отделения ПНИИИС Госстроя СССР (Киссин, 1964). Сведения о теплопроводности горных пород на территории Предкавказья суммированы в табл. 27.

Вычисления величины теплового потока производились обычным методом — для этого использовались значения равновесного геотермического градиента и теплопроводности горных пород в однородных литологических комплексах. Общий тепловой поток по скважине определялся как средневзвешенный. Для ряда скважин оценивались также возможные поправки — на влияние рельефа (скважины на Терском и Сунженском хребтах) и влияние осадконакопления (в скважинах Терско-Каспийского и Индоло-Кубанского прогибов). Величины этих поправок оказались незначительными — менее 10% и в полученные значения не вводились. Масштабы искажений теплового потока локальными структурами оценивались на основании различий геотермического градиента на небольших площадях; величина их расхождений в некоторых структурах, например в зоне Прикумских поднятий, в Терском и Сунженском антиклинориях, составила до 15—20%. На такую же величину здесь могут быть искажены и значения теплового потока (рис. 39).

Сравнение наших данных с определениями теплового потока, выполненными другими исследователями (И. Г. Киссин, Е. А. Любимова, Г. М. Сухарев и др.), показало очень хорошую сравнимость результатов — различие между ними не превышает 10%. Исключением являются определения теплового потока по скважине Прасковейской площади 6 — 1,65 и 2,15 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Однако, если в величине 2,15 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, полученной в интервале 2400—3200 м при пластовых температурах 120—160°С, учесть не введенную температурную поправку к теплопроводности, то различие станет несущественным (величина поправки к теплопроводности составляет $\approx 20\%$, исправленное значение теплового потока — 1,70 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$).

Учитывая точность определения геотермических параметров, а также очень хорошую воспроизводимость экспериментально полученных значений теплового потока, надежность их можно назначить в пределах ± 10 —20% от рассчитанной величины.

Анализ полученных данных. Результаты определений теплового потока на территории Предкавказья приведены в табл. 28. В первой части таблицы приведены 73 новых определения, сгруппированные по различным тектоническим зонам. Далее идут определения теплового потока, выполненные другими исследователями, а в конце таблицы помещены наши предварительные оценки по группам скважин нефтяных

**Теплопроводность горных пород различных
литолого-стратиграфических комплексов Предкавказья**
(по результатам определений А. С. Джамаловой, И. Г. Киссина,
Г. М. Сухарева, С. П. Власовой, Ю. К. Таранухи)

Породы	Возраст	Коэффициент теплопроводности		
		min	max	сред- нее
Глины	Четвертичный			2,42
	Апшерон	2,64	3,42	2,97
	Акчагыл	2,56	3,96	2,81
	Мэотис	2,65	3,81	3,18
	Сармат	2,96	4,51	3,57
	Караган			3,72
	Чокрак	2,80	4,73	3,20
	Майкоп	2,80	3,64	3,30
	Хадум	3,28	4,36	3,69
	Верхний мел			3,65
	Нижний мел			3,74
	Верхняя юра	2,83	3,73	3,70
	Средняя юра			3,30
Аргиллиты	Верхний мел	4,31	6,72	5,20
	Нижний мел	4,36	6,58	5,30
Песчаники	Сармат	4,22	6,72	5,16
	Караган	5,32	5,67	5,50
	Чокрак	3,70	5,67	4,72
	Верхний мел	5,99	6,50	6,20
	Нижний мел	5,06	8,91	6,45
	Верхняя юра			7,88
	Средняя юра			5,85
Алевролиты	Нижняя юра			5,74
	Караган	4,98	5,98	5,67
	Эоцен	4,83	5,05	5,00
	Верхний мел			6,39
	Нижний мел			4,78
	Верхняя юра			5,06
	Средняя юра			6,02
Известняки	Эоцен	4,22	4,61	4,40
	Верхний мел	5,58	7,28	6,44
	Нижний мел	3,81	6,56	5,60
	Верхняя юра	5,01	7,00	6,50
Доломиты	Нижний мел			4,65
	Верхняя юра			6,62
Мергели	Эоцен			5,05
	Верхний мел	4,15	5,46	4,80
	Нижний мел	4,96	6,72	5,50
Песчано-глинистые сланцы	Юра	6,41	8,52	7,40
Метаморфические сланцы	Палеозой	6,10	10,50	8,00

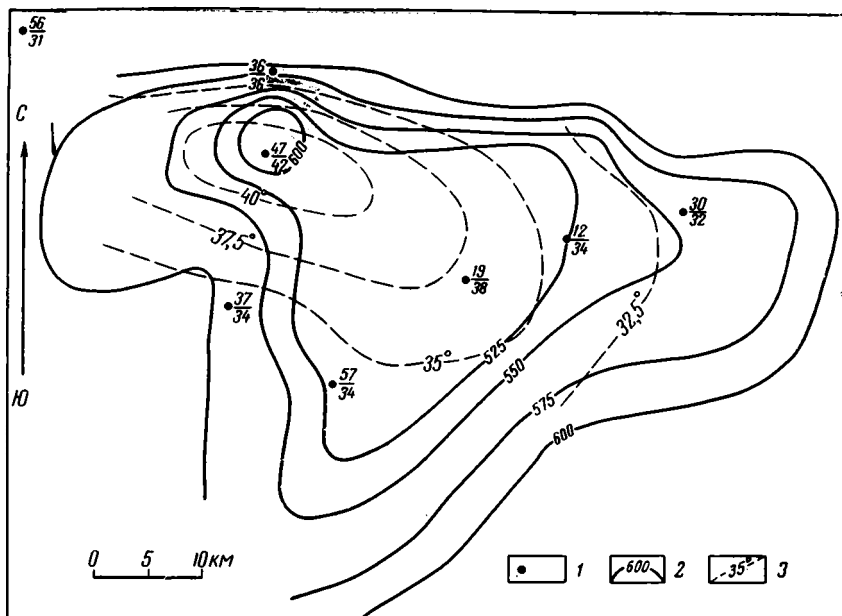


Рис. 39. Влияние локальных структурных поднятий в осадочной толще на распределение геоизотерм (структура Тахта-Кугультинская)

1 — номер скважины (числитель) и температура в °С на глубине 500 м (знаменатель); 2 — стратоизогипсы по кровле майкопской свиты; 3 — геоизотермы на глубине 500 м

и газовых месторождений Краснодарского края. Всего в таблице дается 120 значений теплового потока (скважины распределены более или менее равномерно по всей исследовавшейся территории). Координаты пунктов измерений, как и на Русской платформе, сняты с карты масштаба 1 : 10 000 000 с точностью до 00°05'.

Как видно по таблице, общий разброс значений теплового потока на территории Предкавказья очень велик — от 0,65 до 3,38 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Однако эти значения хорошо группируются по величинам, типичным для определенных тектонических зон, что хорошо иллюстрируется рис. 40. Рассмотрим детальнее соответствия величин теплового потока перечисленным выше тектоническим структурам Предкавказья.

Ростовский выступ Русской платформы. В этой докембрийской тектонической зоне имеются определения теплового потока по группе скважин Куцевской площади. Средняя величина теплового потока на этой площади составляет 1,02 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. К границе между докембрийским Ростовским выступом и Скифской плитой тяготеют еще две площади — Староминская и Ленинградская. Средние значения теплового потока по ним составляют соответственно 1,05 и 1,08 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Эти результаты свидетельствуют о низком тепловом потоке на территории Ростовского выступа и зоны сочленения его со Скифской плитой. Среднее по трем площадям равняется 1,05 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, что полностью соответствует тепловому режиму на территории Русской платформы в целом.

На Скифской плите величины теплового потока целесообразно рассмотреть по тектоническим структурам более высоких порядков.

Терско-Кумская и Азово-Кубанская впадины. Анализируя тепловой поток в этих впадинах, мы не имеем в виду зоны локальных поднятий, которые рассматриваются отдельно. В этих структурах и осадочная толща,

Результаты определений теплового потока на территории Предкавказья*

№ п. п.	Разведочная площадь, месторождение	№ скв.	Координаты		Глубина исследования, м	Высота, метр	Тепловой поток, ккал/см²·сек	Точность, %	Примечание
			с. ш.	в. д.					
Скифская плита. Терско-Кумская впадина									
1	Джанайская	1оп	45°45'	46°50'	500—2300	>3,0	1,20	20	
2	Красный Камышаник	2	45°20'	45°50'	500—2450	>3,0	1,28	15	
3	Артезиан	1оп	45°05'	46°45'	460—3530	>3,0	1,33	15	
4	Степная	1	44°50'	46°05'	2600—2950	3,0	1,32	10	
5	Солончаковая	2,3	44°40'	46°00'	2900—3550	3,0	1,03	15	
6	Максимокумская	1	45°15'	44°55'	360—2560	6,0	1,31	15	
7	»	1	45°15'	44°55'	390—2560	—	1,34	15	
8	Гороховская	4	45°15'	44°20'	250—2980	—	1,59	15	
9	Арбали	1	45°10'	45°05'	400—2170	—	1,33	15	
Прикумская зона поднятий									
10	Колодезная	2	45°05'	44°55'	500—3100	—	1,36	15	
11	Величаевская	11	45°00'	45°10'	680—3000	—	1,34	15	
12	»	11	45°00'	45°10'	680—3000	—	1,34	15	
13	Зимняя ставка	10	44°55'	45°25'	480—2900	>12	1,46	20	
14	»	12	44°55'	45°25'	520—3000	>12	1,45	20	
15	»	16	44°55'	45°25'	250—3110	>12	1,67	20	
16	»	30	44°55'	45°25'	1000—2670	>12	1,35	20	
17	Озек-Суат	4	44°45'	45°15'	500—3300	>3,0	1,42	20	
18	»	12	44°45'	45°15'	270—3300	—	1,32	20	
19	»	43	44°45'	45°15'	280—3200	>12	1,54	20	
20	»	134	44°45'	45°15'	500—3200	—	1,40	20	
21	Южно-Сухокумск	4, 8, 11	44°40'	45°30'	1900—3730	11	1,25	10	
22	Бажиган	2,3	44°35'	45°40'	3860—4000	3	1,58	10	
23	Русский Хутор	4, 11, 13	49°45'	45°30'	2435—3395	3	1,32	10	
24	Правокумская	1	44°45'	45°15'	450—2700	—	1,55	15	
25	Прасковейская	5	44°45'	44°15'	440—2650	0,5	1,41	20	
26	»	6	44°45'	44°15'	400—3620	1,0	1,65	20	
27	»	24	44°45'	44°15'	320—1240	2,0	1,65	20	
28	Чкаловская	2	44°54'	43°55'	800—3250	0,5	1,52	15	
29	»	8	44°54'	43°55'	500—2950	12	1,73	15	
30	Благодарненская	2	45°10'	43°30'	240—1680	15	1,55	15	
31	Петровская	1	45°15'	42°55'	240—2600	0,6	1,85	15	
32	Ипатовская	1оп	45°50'	42°55'	120—2300	1	1,67	15	
33	»	7	45°50'	42°55'	220—700	1,3	1,63	15	
Ставропольский свод и Невинномысский вал									
34	Кугультинская	1	45°50'	42°55'	120—960	2,0	2,20	15	
35	Безопасненская	15	45°35'	41°55'	120—640	1,5	2,07	15	
36	Расшеватская	3	45°34'	41°19'	120—1160	1,0	1,41	15	
37	»	7	45°34'	41°19'	80—1080	1,1	1,55	15	

Таблица 28 (продолжение)

№ п. п.	Разведочная площадь, месторождение	№ скв.	Координаты		Глубина ис- следования, м	Высота, м	Тепловой по- ток, ккал/ см ² ·сек	Точность, %	Примечание
			с. ш.	в. д.					
38	Расшеватская	8	45°34'	41°19'	240—1030	1,1	1,48	15	
39	»	11	45°34'	41°19'	40—1120	4,4	2,02	15	
40	»	35	45°34'	41°19'	360—2800	1,0	1,58	15	
41	Пелагиаданская . . .	6	45°15'	42°05'	40—880	5,7	2,75	15	
42	»	8	45°15'	42°05'	40—1050	1,5	1,95	15	
43	Казинская	5	45°15'	42°10'	40—1000	1,3	2,12	15	
44	»	19	45°15'	42°10'	160—810	2,2	2,18	15	
45	Северо-Ставрополь- ская	2	45°25'	41°40'	80—480	7,1	2,54	15	
46	»	13	45°25'	41°40'	40—760	2	2,06	15	
47	»	37	45°25'	41°40'	80—760	2	2,22	15	
48	»	39	45°25'	41°40'	120—760	65	2,56	15	
49	Сенгилеевская	3	45°05'	41°50'	40—2050	20	1,73	15	
50	»	7	45°05'	41°50'	40—720	1,5	2,41	15	
51	Александровская . . .	2	44°50'	41°15'	160—1000	2	2,20	15	
52	»	5	44°50'	41°15'	40—1020	2,5	2,38	15	
53	»	10	44°50'	41°15'	160—1100	1	2,46	15	
54	»	22	44°50'	41°15'	100—800	0,5	2,20	15	
55	Невинномысская . . .	1	44°45'	41°55'	120—440	8	2,65	15	
56	Северо-Нагутская . .	1 оп	44°30'	42°50'	200—2040	1,5	1,95	15	
57	Георгиевская	3	44°10'	43°40'	120—1150	1,0	1,94	15	

Терско-Каспийский краевой прогиб

58	Моздок	10	43°55'	44°35'	1000—3070	3,0	1,09	15	
59	Бабаюрт	55	43°36'	46°46'	500—600	3,0	0,70	10	
60	Сулак	25	43°12'	46°51'	300—1215	3,0	0,65	10	
61	Караман	Оп	43°05'	47°28'	108—4440	3,0	0,96	10	
62	Махачкала	215	42°59'	47°30'	1430—1680	2,0	0,96	10	
63	Каспийск	3 т	42°52'	47°38'	1420—1860	1,0	1,05	10	
64	Избербаш	2р, 236	42°33'	47°53'	10—1962	1,0	0,74	10	
65	Гаша	29	42°24'	47°52'	2130—3140		0,87	10	

Зоны структурных поднятий на южном краю прогиба
(Терско-Сунженская и др.)

66	Нальчик	1 оп	43°25'	43°30'	40—2200	0,8	1,18	20	
67	Малгобек	777	43°35'	44°25'	250—2850	—	1,19	20	
68	Заманкуль	35	43°25'	44°30'	500—2260	—	1,32	20	
69	Карабулак	24	43°20'	44°50'	200—2320	—	1,05	20	
70	»	33	43°20'	44°50'	500—2200	—	1,11	20	
71	Ачалуки	19	43°20'	45°00'	100—2600	—	1,15	20	

Мегантиклинорий Большого Кавказа

72	Черкесская	1	44°15'	41°55'	160—1560	1,0	2,05	20	
73	»	4	44°15'	41°55'	240—1360	1,0	1,92	20	

Таблица 28 (продолжение)

№ п. п.	Разведочная площадь, месторождение	№ скв.	Координаты		Глубина ис- следования, м	Выстойка, месяц	Тепловой по- ток, р. ккал/ см ² ·сек	Точность, %	Примечание
			с. ш.	в. д.					

ДОПОЛНЕНИЯ

Зоны структурных поднятий на южном краю
Терско-Каспийского прогиба
(Терско-Суэженская и др.)

74	Арак-Далатарек . . .	15	43°35'	44°15'	—	—	1,58	—	
75	Малгобек-Вознесен- ская	782	43°35'	44°25'	—	—	1,55	—	
76	Змейская	1	43°18'	44°00'	—	—	1,20	20	
77	Октябрьская	50/25	43°15'	45°45'	—	—	1,94	5	Термоано- малия
78	Эльдама	4	42°41'	47°25'	—	—	1,22	5	
79	Александрия	1	43°55'	47°10'	1270—3360	—	0,97	13	Северный борт про- гиба

Мегантиклинорий Большого Кавказа

80	Баксан	1	43°52'	42°40'	50—1300	—	2,05	7	
81	Тамиск	1	42°50'	44°10'	30—1120	—	1,71	—	
82	Металлург	2	43°00'	44°40'	20—1900	—	1,90	—	
83	Кармадон	10	42°55'	44°45'	60—700	—	3,38	—	Термоано- малия
84	Мацеста	2,3Т	43°27'	39°48'	375—950	—	1,20	—	Исправлено на влия- ние гидро- геологиче- ского фак- тора
85	Хоста	2т	43°31'	39°52'	675—1350	—	1,30	—	Исправлено на влия- ние гидро- геологиче- ского фак- тора
86	Пятигорск	9	44°08'	42°51'	787	12	1,80	—	
87	Ессентуки	45	44°04'	42°54'	524	36	2,10	—	
88	Кисловодск	1	43°55'	42°43'	398	5,5	1,60	—	
89	»	2	43°55'	42°43'	375	5,0	1,20	—	

Индоло-Кубанский прогиб

90	Краснодарский край	46	45°05'	38°05'	700	11	1,10	—	
91	»	405	44°49'	38°15'	1200	7	1,20	—	
92	»	501	44°49'	38°15'	825	8	1,30	—	
93	»	103	44°48'	38°53'	2050	9	1,30	—	
94	»	80	44°50'	38°49'	1975	22	1,20	—	
95	»	37	44°48'	38°58'	1145	13	1,40	—	

№ п. п.	Разведочная площадь, месторождение	№ скв.	Координаты		Глубина ис- следования, м	Высота, м	Тепловой по- ток, ккал/ см ² ·сек	Точность, %	Примечание
			с. ш.	в. д.					
96	Распеватская . . .	11	45°33'	41°27'	1150	31	2,00	—	
97	» . . .	14	45°32'	41°12'	1125	17	2,10	—	
98	»	16	45°34'	41°19'	1150	12	2,10	—	
99	Ровненская	1	44°30'	42°10'	1250—1950	—	1,65	—	
100	Веселовская	10	44°30'	43°00'	1400—3260	—	1,63	—	
101	»	10	44°30'	43°00'	—	—	1,42	—	
102	»	10	44°30'	43°00'	—	—	1,80	—	

**Скифская плита. Ставропольский свод
и Невинномысский вал**

Зона Прикумских поднятий									
103	Петровская	15	45°10'	42°56'	681	12	1,50	—	
104	»	16	45°15'	42°54'	650	12	1,70	—	
105	»	17	45°17'	43°05'	565	5	1,60	—	
106	»	1	45°15'	42°55'	—	—	1,71	—	
107	Журавская	4	44°50'	43°25'	—	—	1,86	10	
108	Чкаловская	8	44°54'	43°55'	2525	12	1,80	—	
109	Прасковейская	6	44°45'	44°15'	2370—3160	—	2,15	—	
110	Колодезная	2	44°05'	44°55'	2350—2950	—	1,20	—	
111	Красный Камышаник	2	45°20'	44°50'	1300—1850	—	1,26	—	Вне зоны поднятий

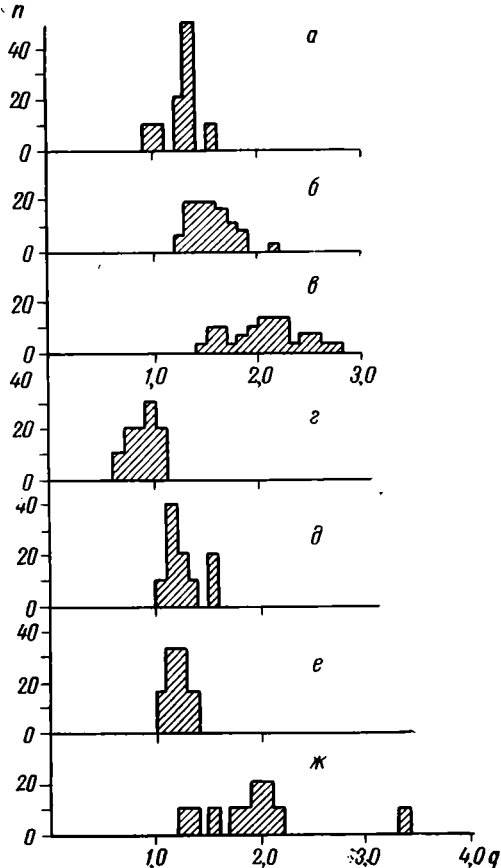
**Предварительные оценки по группам скважин
на нефтяных и газовых месторождениях
Краснодарского края**

112	Староминское . . .	Группа сква- жин	46°25'	39°10'	100—2500	—	1,05	20	
113	Ленинградское . . .	»	46°17'	39°35'	100—2500	—	1,08	20	
114	Кушевское	»	46°35'	39°55'	100—1500	—	1,02	20	
115	Крыловское	»	46°10'	39°10'	100—2500	—	1,42	20	
116	Челбасское	»	46°00'	39°05'	100—2500	—	1,40	20	
117	Березанское	»	45°40'	39°37'	100—2500	—	1,75	20	
118	Усть-Лабинское . . .	»	45°15'	39°45'	100—2500	—	1,35	20	
119	Южно-Советское . . .	»	44°45'	41°15'	100—3000	—	1,65	20	
120	Майкопское	»	44°40'	41°05'	100—3000	—	2,15	20	

* 74—83, 100, 101, 106, 107 — по данным Г. М. Сухарева, С. П. Власовой, Ю. К. Таранухи (1966); 84—98, 102—105, 108 — по данным Е. А. Любимовой (1966); 99, 109—111 — по данным И. Г. Ниссина (1964); 4, 5, 21—23, 58—65 — по данным А. С. Джамаловой (1967). Во всех случаях учтена температурная поправка к теплопроводности пород.

Рис. 40. Гистограммы величин теплового потока в различных тектонических зонах Предкавказья

n — частость в %; q — тепловой поток в $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.
 а — Скифская плита, Терско-Кумская и Азово-Кубанская впадины; б — Скифская плита, Прикумская и Каневско-Березанская зоны поднятий; в — Ставропольское поднятие; г — Терско-Каспийский краевой прогиб; д — Терско-Сунженская антиклинальная зона; е — Индоло-Кубанский краевой прогиб; ж — мегаантиклинорий Большого Кавказа и Кавминводский выступ



и фундамент весьма однородны; углы наклона пластов в пределах локальных поднятий небольшие. Следовательно, нет оснований ожидать значительного искажения величин теплового потока под влиянием местных особенностей в строении осадочной толщи и фундамента. Количество определений теплового потока, соответствующее таким тектоническим условиям, сравнительно невелико (см. табл. 28). Они колеблются от 0,91 до 1,59 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, причем 7 из 11 определений дают примерно одинаковые величины — от 1,26 до 1,34 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ (рис. 40, а). Средняя величина теплового потока по 11 определениям составляет 1,28 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

Прикумская зона поднятий. Здесь выполнено довольно много определений теплового потока, а если учесть и измерения на ряде локальных поднятий в Центральном Предкавказье, то общее число измерений, проведенных на мелких структурах низших порядков, составит более 30. Разброс установленных величин теплового потока сравнительно невелик — 1,25 до 1,86 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ (рис. 40б), среднее распределение равняется 1,52 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Данное значение повышено по сравнению с фоновым тепловым потоком Терско-Кумской впадины примерно на 20%. Причина тому — рефракция глубинного теплового потока в сложных условиях залегания пластов. Об этом свидетельствуют, например, и положительная асимметрия распределения, и колебания теплового потока в пределах отдельных месторождений, и аналогичные распределения теплового потока в зонах подобных поднятий других эпигерцинских плит, и результаты моделирования в поле установившихся температур. Наличие таких местных тепловых максимумов очень важно, поскольку практически все они связаны либо с нефтегазоносными структурами, либо со структурами, перспективными в этом отношении.

Совершенно аналогичные результаты получены по трем определениям в **Каневско-Березанской зоне поднятий**. Разброс установленных здесь значений теплового потока составляет от 1,40 до 1,75 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, среднее — 1,53 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

Ставропольское поднятие. Как было отмечено выше, в Ставропольском поднятии выделяются две тектонические структуры — Невинномыс-

ский вал и собственно Ставропольский свод. Напряженный тепловой режим в районе Ставропольского свода, выражающийся в высоких температурах на небольших глубинах и, следовательно, в высоких значениях геотермического градиента, давно привлекал внимание исследователей. Однако первые определения теплового потока в пределах Ставропольского свода были опубликованы сравнительно недавно. Они показали высокие величины теплового потока — порядка $2,0 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ на Расшеватском месторождении (Любимова, 1966в).

На Ставропольском поднятии в целом сейчас выполнено 31 определение теплового потока (см. табл. 28), разброс которых составляет от 1,42 до $2,75 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ (рис. 40, в). Большинство величин теплового потока сконцентрировано в интервале от 1,80 до $2,30 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Среднее значение распределения равно $2,05 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Возможные причины высоких значений теплового потока на Ставропольском поднятии будут обсуждаться ниже.

Терско-Каспийский краевой прогиб. В пределах этой отрицательной альпийской структуры тепловой поток определялся в 20 пунктах, причем 11 из них расположены в зонах антиклинальных поднятий — Терской и Сунженской. По 9 измерениям, выполненным в центральных и восточных частях прогиба (исключая зоны антиклинальных поднятий), разброс величин очень невелик — от 0,65 до $1,09 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ (рис. 40, г). Среднее распределение равно $0,89 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$.

Терско-Сунженская антиклинальная зона. Антиклинальные поднятия в Терско-Каспийском прогибе охарактеризованы 11 измерениями теплового потока, одно из которых (Октябрьское месторождение у г. Грозного) выполнено в зоне разгрузки термальных вод и дало аномальный результат. Колебания полученных величин теплового потока по 10 измерениям (гидротермическая аномалия исключена) также незначительны — от 1,05 до $1,58 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ (рис. 40 д). Среднее по ним равно $1,25 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ (рис. 40 г). Повышение значения теплового потока по в Терско-Каспийском прогибе. Очевидно, что структурно-тектонический фактор существенно влияет здесь на перераспределение тепла, создавая аномалию теплового потока в пределах поднятий. Эти аномалии, по всей видимости, не являются глубинными.

Индоло-Кубанский краевой прогиб. Определения теплового потока по Индоло-Кубанскому прогибу были выполнены в Институте физики Земли АН СССР (Любимова, 1966в). Среднее по 6 измерениям составляет $1,25 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ (рис. 40, е). Повышение значения теплового потока по этому прогибу по сравнению с Терско-Каспийским объясняется близостью пунктов определения к зоне сочленения со складчатыми сооружениями Большого Кавказа. Показательно, в частности, что одно измерение, расположенное ближе к оси прогиба, дало более низкую величину — $1,10 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$.

Мегантиклинорий Большого Кавказа. Распределение величин теплового потока по Кавказскому мегантиклинорию показано на рис. 40, ж. Как видно из рисунка и табл. 29, разброс данных очень велик — от 1,20 до $3,38 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, что объясняется, вероятно, сложными морфологическими, геолого-тектоническими и гидрогеологическими условиями, учесть которые в реальных величинах поправок очень трудно. Тем не менее, среднее значение — $1,85 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, как станет ясно из дальнейшего (табл. 34), очень близко к мировому среднему для подобных структур. Среди рассмотренных 12 определений 4 попадают в зону кайнозойского вулканизма (район Кавказских минеральных вод и Казбека). Среднее по ним составляет $2,22 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$.

Описанные результаты определения теплового потока в различных тектонических структурах Предкавказья суммированы в табл. 29. Согласие установленных величин с мировыми средними для однотипных структур

Статистика теплового потока в различных тектонических структурах Кавказа и Предкавказья

Складчатость	Тектонические структуры	Значение теплового потока, $\mu\text{кал/см}^2\cdot\text{сек}$						Примечание
		min	max	среднее $\bar{q}$	ошибка среднего $\sigma_{\bar{q}}$	стандарт- ное откло- нение S	ошибка стандарт- ного откло- нения σ_S	
Докембрийская	Ростовский выступ	1,02	1,03	1,05	—	0,03	—	
Герцинская	Терско-Кумская и Азово-Кубанская впадины (исключая зоны антиклинальных поднятий) . .	0,91	1,58	1,28	$\pm 0,06$	0,18	$\pm 0,04$	Локальное нару- шение фона То же
	Прикумская зона поднятий	1,25	1,86	1,52	$\pm 0,03$	0,18	$\pm 0,02$	
	Каневско-Березанская зона	1,40	1,75	1,53	—	0,20	—	
	Ставропольское поднятие (область, активизиро- ванная в кайнозое)	1,42	2,75	2,05	$\pm 0,06$	0,34	$\pm 0,04$	
Кайнозойская	Терско-Каспийский краевой прогиб (исключая антиклинальные зоны)	0,65	1,09	0,89	$\pm 0,06$	0,16	$\pm 0,04$	Локальное нару- шение фона
	Терско-Сунженская зона поднятий	1,05	1,58	1,25	$\pm 0,06$	0,18	$\pm 0,04$	
	Индоло-Кубанский краевой прогиб (близ зоны сочленения с Кавказом)	1,10	1,40	1,25	$\pm 0,04$	0,10	$\pm 0,03$	Локальное нару- шение фона
	Мегантиклинорий Большого Кавказа	1,20	3,38	1,85	$\pm 0,19$	0,65	$\pm 0,13$	
	в том числе области кайнозойского вулканиз- ма (Кавминводский выступ, Казбек)	1,60	3,38	2,22	$\pm 0,40$	0,80	0,28	

(см. Смирнов, 1967а, б и табл. 34) можно считать исключительно хорошим — расхождения между ними не превышают нескольких процентов.

На основании всех имеющихся измерений была составлена карта теплового потока в Предкавказье (рис. 41). Она отражает, по существу, рассмотренные выше тектонические закономерности его распределения. Кроме того, на карте можно выявить и дополнительные особенности распределения теплового потока. В частности, его величины закономерно возрастают от осей молодых прогибов к их крыльям; однако если по направлению к Скифской плите этот рост происходит очень плавно, то на южных крыльях прогибов, в зоне их сочленения с мегантиклинорием Большого Кавказа, величины теплового потока изменяются примерно вдвое (от 1,0 до 2,0 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$) на очень небольших расстояниях. Плавное изменение величины теплового потока наблюдается в зоне сочленения Русской и Скифской плит.

Резким максимумом теплового потока на карте выделяется область Ставропольского поднятия, которое ограничено изолинией теплового потока 2,0 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Приведенное ранее среднее значение теплового потока для всего поднятия (2,05 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$) почти вдвое выше типичного для герцинских областей (1,30 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$; см. табл. 34) и не может быть объяснено локальными искажениями теплового поля структурой самого поднятия. Действительно, величина этих искажений, как было показано на многочисленных примерах, не превышает 20%; кроме того, ряд измерений теплового потока в пределах поднятия выполнен в условиях спокойного залегания осадочной толщи. Следовательно, высокие значения теплового потока на Ставропольском поднятии имеют глубинное (мантийное) происхождение. Их ореол захватывает частично и площади, прилегающие к Ставропольскому своду, и, что самое важное, протягивается в район Пятигорских лакколитов, Кавминводского выступа и далее сливается с полем величин теплового потока, характерных для мегантиклинория Большого Кавказа. Особенность теплового поля Ставропольского поднятия тесно увязывается с большими положительными градиентами неотектонических движений, не свойственными для Скифской плиты в целом, наличием значительной положительной изостатической аномалии и высокой сейсмичностью района. Близость величин теплового потока на Ставропольском поднятии к типичным для районов кайнозойского вулканизма позволяет предполагать, что их причиной может быть первичный магматический очаг, залегающий в верхней мантии и протягивающийся от Кавминводского выступа и Пятигорских лакколитов далеко в тело эпигерцинской плиты. Таким образом, глубинность происхождения теплового максимума на Ставропольском поднятии не вызывает сомнений, так же как и связь его с тектоническими структурами Большого Кавказа. Это пример омоложения палеозойской структуры в эпоху альпийского орогенеза. Аналогичное происхождение имеет, очевидно, и повышение теплового потока в районе Майкопа.

Вместе с тем, на Ставропольском поднятии проявляются и искажения теплового поля под влиянием местных структурных особенностей — они локализируются в центре Ставропольского свода и на гребне Невинномысского вала (внутри контура 2,20 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$). Величина этих искажений составляет около ± 10 —20% от фоновых значений.

Подводя итоги, можно сделать вывод о тесном соответствии теплового поля и геолого-тектонического строения Предкавказья и Кавказа. В зоне альпийской складчатости на этой территории тепловой поток различен по разным структурным элементам — он высок в положительных воздымающихся структурах (мегантиклинорий Большого Кавказа, области кайнозойского вулканизма) и мал в зонах интенсивного прогибания (Терско-Каспийский и Индоло-Кубанский краевые прогибы). По величинам теплового потока как область тектонической активизации в кайнозойское

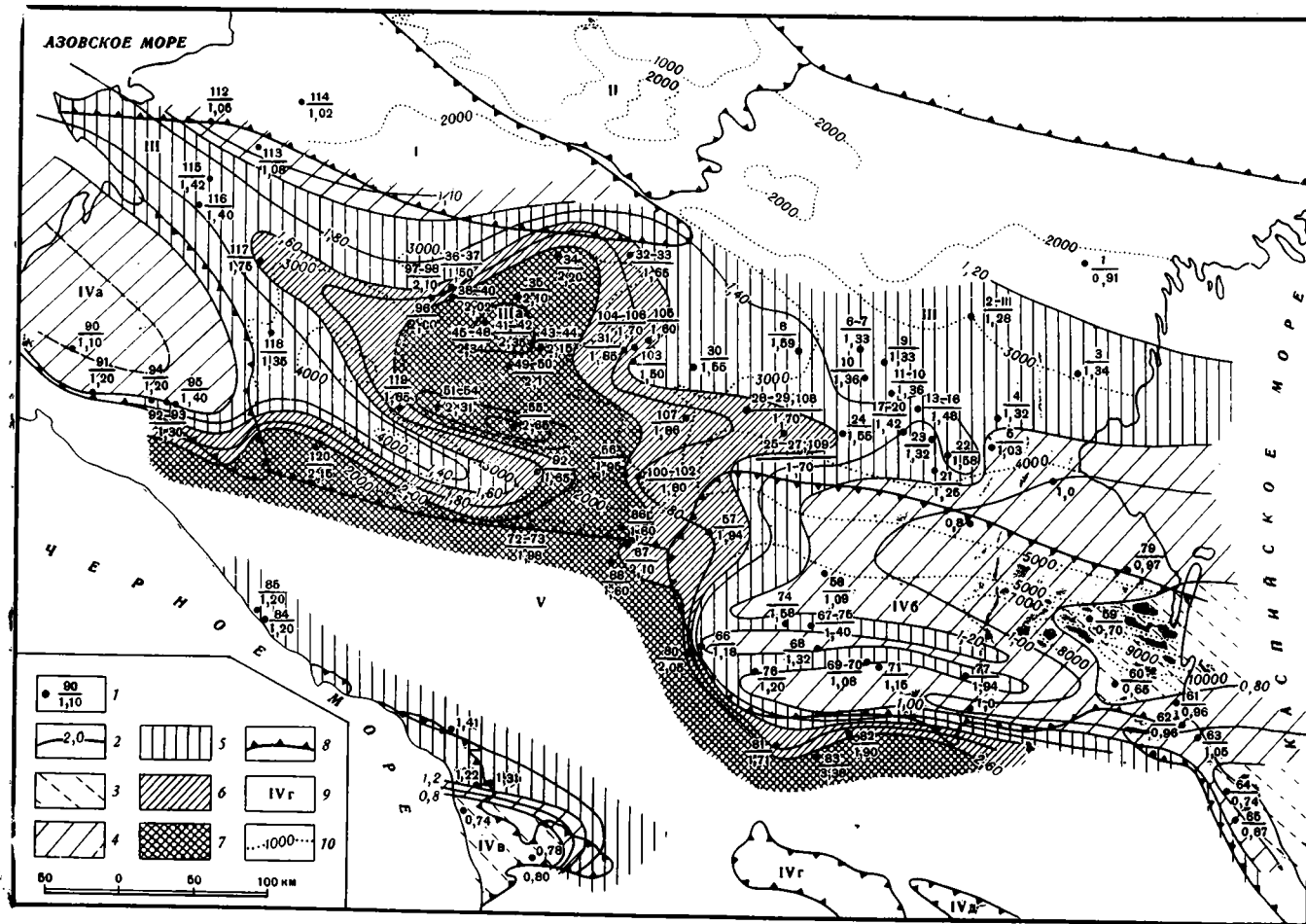


Рис. 41. Карта теплового потока Кавказского региона

1 — пункты измерений теплового потока (в числителе — порядковый номер измерения по табл. 28, в знаменателе — величина теплового потока в $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$); 2 — изолинии теплового потока; зоны величин теплового потока в $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$; 3 — менее 0,8; 4 — 0,8—1,2; 5 — 1,2—1,6; 6 — 1,6—2,0; 7 — более 2,0; 8 — границы тектонических зон; 9 — тектонические зоны; I — Русская платформа, II — Донбасс и Преддонбасский прогиб, III — Скифская плита, IIIa — Ставропольское поднятие, IVa — Индоло-Кубанский краевой прогиб, IVb — Терско-Каспийский краевой прогиб, IVr — Риюнская впадина, IVs — Куринская впадина, V — Алазанская впадина, V — мегаантиклинорий Большого Кавказа; 10 — изогипсы глубин залегания складчатого фундамента

время можно рассматривать часть эпигерцинской Скифской плиты — Ставропольское поднятие, поскольку его тепловой максимум имеет глубинное происхождение.

На территории Предкавказья повсеместно выявляются искажения теплового поля локальными антиклинальными поднятиями. Эти поднятия и связанные с ними нефтяные и газовые залежи в подавляющем большинстве случаев выделяются тепловыми потоками, повышенными по отношению к фону на 10—20 %.

МЕТОДЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ О ТЕПЛОМ ПОТОКЕ

Состояние проблемы. Главной задачей геотермических исследований на современном этапе является выяснение пространственных закономерностей распределения теплового поля в связи со строением и развитием различных участков Земли. Для этого имеются сейчас все условия, поскольку число измерений теплового потока на земном шаре превышает 2500. Примерно 600 из них расположено на континентах и около 2000 — на акваториях. В процессе накопления фактических данных уже был получен ряд выводов, имеющих важное значение для геологии и геофизики. В частности, было установлено соответствие низких величин теплового потока областям древних щитов, высоких — молодым складчатым сооружениям (Красковский, 1961; Кропоткин, 1948; Birch, 1950; Lee, 1963). Максимумы величины теплового потока на континентах достигают в областях кайнозойского вулканизма (Uyeda, Nogai, 1964). В последнее время В. Ли и С. Уеда (Lee, Uyeda, 1965) привели следующие средние цифры теплового потока (в $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$): докембрийские щиты — $0,92 \pm 0,17$ с. о. (стандартное отклонение), последокембрийские горноскладчатые области — $1,54 \pm 0,38$ с. о., последокембрийские горноскладчатые области — $1,48 \pm 0,56$ с. о. (в том числе палеозойские области $1,23 \pm 0,40$ с. о., мезо-кайнозойские — $1,92 \pm 0,49$ с. о., островные дуги — $1,36 \pm 0,54$ с. о.), области кайнозойского вулканизма — $2,16 \pm 0,46$ с. о. Были установлены также определенные соответствия величин теплового потока физиографическим зонам океанического дна (von Herzen, Uyeda, 1963; Lee, Uyeda, 1965, и др.).

Кроме того, была пересмотрена и наиболее употребительная цифра среднего теплового потока для Земли — $1,2 \pm 0 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, предложенная Ф. Берчем в 1954 г. (Birch, 1954). Это значение было получено на основании 65 измерений, а так как Ф. Берч предполагал существование региональных вариаций теплового потока, то он, отдавая себе отчет в случайности полученной цифры, назначил пределы ее возможного изменения $\pm 50\%$. В 1963 г. на основании анализа более 780 измерений В. Ли (Lee, 1963), используя осредненные данные по географическим квадратам и метод сферического гармонического анализа, нашел, что средний тепловой поток и общие теплопотери Земли соответственно равны $1,5 \pm 10 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ и $(3,2 \pm 0,32) \cdot 10^{20} \text{ эрг}/\text{сек}$. Полученные тем же методом тепловые потоки для океанов и континентов оказались равными 1,55 и 1,42 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, а рассчитанные как среднеарифметические — 1,65 и 1,43 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ соответственно. Мировое арифметическое среднее значительно отличается от приведенного выше и равно 1,62 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Несколько позднее, используя для анализа данных теплового потока (более 900 измерений, 757 представительных) географическое осреднение и метод ортогональных функций, В. Ли и Г. Макдональд (Lee, MacDonald, 1963) определили средние величины потоков для океанов, континентов и Земли в целом как 1,48, 1,65 и 1,53 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Арифметические средние получились соответственно равными 1,63; 1,48 и

1,61 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. В дальнейшем В. Ли и С. Уеда (Lee, Uyeda, 1965) подтвердили полученную ранее величину среднего теплового потока — 1,50 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

Вычисление приведенных выше средних величин теплового потока из неоднородных множеств (формальное географическое осреднение неоднородных и неравномерно расположенных данных) нельзя признать методически оправданным. Предлагаемые на основании таких расчетов величины средних тепловых потоков для Земли, океанов и континентов, а также для ряда отдельных областей включают ошибку методологического характера и могут оказаться достоверными только случайно. Весьма показательно, например, что В. Ли и С. Уеда (Lee, Uyeda, 1965, стр. 138, табл. 10) отметили тенденцию весьма значительного повышения, а затем понижения мирового среднего (величины существенно постоянной), но не сделали из этого никаких конкретных выводов. Тем не менее, пересмотренные величины получили довольно широкое распространение и были использованы, в частности, для приведения в соответствие с ними радиоактивной модели (Mac Donald, 1964).

На основе всех имеющихся измерений теплового потока предпринимались также попытки увязать тепловое поле с теплопроводностью (Mac Birney, 1963), поверхностью геоида (Scheffer, 1965) и с другими геофизическими полями. В результате совместного анализа гармоник низшего порядка гравитационного поля и данных теплового потока была получена корреляция между большими значениями теплового потока и малыми значениями аномалий силы тяжести и наоборот (Wang-Chi-Y, 1964). Проведенные одновременно исследования (Lee, Mac Donald, 1963) дали сходные выводы, хотя они были высказаны более осторожно. При повторении такого анализа с использованием большего числа измерений (Lee, Uyeda, 1965) были сделаны выводы, аналогичные предыдущим. Однако смещение теплового максимума в Центральную Африку при неизменном гравитационном поле значительно ухудшило полученную ранее корреляцию.

Одновременно с работами зарубежных исследователей анализ пространственных закономерностей в распределении теплового поля проводился в Геологическом институте АН СССР. Ряд результатов этого анализа уже опубликован (Поляк, Смирнов, 1966, 1968; Смирнов, 1966б, 1967а, б; Макаренко, Polak, Smirnov, 1969). Основным содержанием цитируемых работ явилось доказательство соответствия величин теплового потока различным тектоническим структурам Земли и дифференциации теплового поля в тектонически активных поясах, а также установление величины общих теплотерь Земли. В этих работах показывается неправомерность применения методов гармонического анализа к изучению мировых данных теплового потока и критикуется принятая зарубежными исследователями для подразделения величин тектоническая схема.

Ввиду большой важности вопроса, рассмотрим общие методологические принципы анализа мировых данных теплового потока.

Вероятностно-статистические методы анализа данных

Общие принципы. Изучая количественно природные явления, исследователи всегда сталкиваются с тем, что эти явления зависят от большого числа факторов, которые трудно, а подчас невозможно учесть полностью. В таких случаях для описания процессов и явлений и объективного научного прогноза используются методы теории вероятностей и математической статистики, позволяющие ответить на вопрос, насколько могут отклоняться интересующие нас величины, полученные на ограничен-

ном материале, от соответствующих идеальных величин. Теория вероятности и математическая статистика рассматривают множество случайных величин, отвлеченных от причин и сущности явлений; анализируются лишь частота и вероятность появления событий, составляющих множество. Однако при вероятностно-статистическом анализе фактических данных абсолютно необходимо выполнение ряда требований, заключенных в понятиях однородности, независимости и равномерности. Пренебрежение этими требованиями, особенно требованием однородности, может привести к самым серьезным ошибкам.

Под *однородностью* понимается совокупность наиболее общих существенных признаков и причинных связей, характеризующих тот или иной объект или явление. Следовательно, для правильного математического анализа необходимо иметь максимально полную и разностороннюю характеристику объекта или явления, соответствующую современному уровню знаний о них. Применительно к анализу геофизических полей, в частности теплового потока, однородными на современном этапе развития геологии можно считать однотипные геолого-тектонические области земной коры. Эти области, помимо одинакового возраста геосинклинального процесса и сходства дальнейшей геологической истории, характеризуются близким строением земной коры и верхней мантии, аналогичными гравитационными полями и градиентами тектонических движений, наличием или отсутствием сейсмической, вулканической и гидротермальной активности и т. д., т. е. наиболее общими существенными признаками. Особое положение при таком подходе займут области разновозрастной складчатости, активизированные в более поздние геологические периоды. Для океанических структур, возраст которых является предметом дискуссии и фактически не установлен, однородные области выделяются по совокупности геоморфологических и геофизических характеристик.

Приведем конкретный пример обоснования однородности выборок по срединно-океаническим хребтам. Все срединно-океанические хребты, образующие величайшую концентрическую структурную особенность Земли, характеризуются положительным резко расчлененным рельефом, варьирующей мощностью коры, пониженными скоростями сейсмических волн в верхней мантии («аномальная» мантия), сходными гравитационными и магнитными аномалиями и в общем высокими положительными градиентами вертикальных тектонических движений. Возраст вулканических пород на хребтах — не древнее неогена. Внутри самих хребтов обособляются их склоновые и центральные части. Последние (рифтовые зоны) обычно выражены геоморфологически в рифтовой долине и рифтовых горных грядах, которые являются геометрическим местом расположения эпицентров неглубоких «вулканических» землетрясений, зонами максимальной вулканической активности, противоположных по знаку вертикальных тектонических движений и специфических гравитационных и магнитных аномалий. Следует отметить, что рифтовая долина не всегда выражена геоморфологически, однако она выделяется по другим показателям и наиболее резко — по данным теплового потока. Таким образом, тепловой поток, отражающий энергетику процессов, является в этом случае более мощным инструментом исследования, чем другие показатели. Специфические характеристики имеют и склоновые части хребта. Следовательно, для получения статистических закономерностей распределения теплового потока на срединно-океанических хребтах необходимо отдельно изучать данные по склоновым частям хребта, рифтовой долине и рифтовым горным грядам, выборки теплового потока по которым можно считать достаточно однородными. В частности, ошибка В. Ли и С. Уеда (Lee, Uyeda, 1965) при изучении теплового потока на срединно-океанических хребтах состоит в том, что они не только не подразделили срединно-океанические хребты на отдельные специфические зоны, но и рассмотрели их

совместно с другими положительными структурами океанического дна. Вследствие этого были получены ошибочные выводы.

Помимо требования однородности анализируемых данных, должны учитываться также требования их взаимной *независимости и равномерности*. Однако требование равномерности расположения данных в однородных выборках имеет подчиненный характер, а независимость (т.е. отсутствие влияния предыдущих экспериментов на последующие) всегда выполняется для фактических измерений теплового потока.

Функции распределения. Как известно, исследование однородной выборки состоит в составлении ряда эмпирических частот распределения, который связывает величину признака с частотой его повторения. Этот ряд распределения является исходным для вероятностно-статистического анализа, позволяющего по ограниченной выборке оценить распределение вероятности признака. Оценка обычно производится при помощи сравнения эмпирических рядов с теоретическими моделями посредством критериев соответствия (см., например, Ван-дер-Варден, 1960; Митропольский, 1961, и др.). В тех случаях, когда теоретическая модель не противоречит эмпирическому распределению, мы получаем дополнительный мощный инструмент исследования, используя все заранее известные свойства функции распределения вероятности.

Функция распределения вероятности случайной величины и ее первая производная, обозначаемые обычно $F(x)$ и $f(x)$, называются интегральной и дифференциальной функциями распределения соответственно. Анализ выборок теплового потока показал, что для них целесообразно рассматривать пять типов функции распределения вероятности — нормальное, равномерное, асимметричные с положительной и отрицательной косостью и j -образное. Наиболее употребительной функцией распределения является нормальное распределение Лапласа — Гаусса

$$f(x) = (2\pi\sigma^2)^{-1/2} \exp \{-(x - M)^2/2\sigma^2\},$$

где M — среднее значение или математическое ожидание

$$M = \int_{-\infty}^{+\infty} x dF(x)$$

и σ^2 — дисперсия

$$\sigma^2 = \int_{-\infty}^{+\infty} (x - M)^2 dF(x),$$

квадратный корень из которой называется квадратичным или стандартным отклонением σ . Для многих функций распределения вероятности нормальный закон играет роль предельного.

Математические модели асимметричных распределений описываются либо кривыми Пирсона (Митропольский, 1961), либо сводятся к нормальному закону путем подбора соответствующих функций. Весьма успешно к изучению таких распределений применяется логарифмирование случайных величин (см., например, Родионов, 1964; Смирнов, 1963; Ahrens, 1954, 1957, и др.). Распределения с положительной асимметрией описываются логарифмически нормальным законом, который имеет вид

$$f(y) = (2\pi\sigma^2)^{-1/2} \exp \{-(y - M)/2\sigma^2\},$$

где $y = \lg x$; а M и σ^2 — математическое ожидание и дисперсия, легко определяемые подстановкой в приведенные выше выражения логарифмов случайной величины $\lg x$ вместо x . Распределения с отрицательной асимметрией могут быть описаны законом, зеркально симметричным логарифмически нормальному (Родионов, 1964) и имеющим тот же вид, но здесь $y = \lg(c - x)$, где c — положительная константа.

Весьма простой, но редко встречающейся моделью является равномерное распределение

$$f(x) = 1/(b - a)$$

с математическим ожиданием $M = (b-a)/2$ и дисперсией $\sigma^2 = (b-a)^2/12$. Соответствующими функциями может быть описано и так называемое j -образное распределение. С этими пятью типами функций распределения и будут сравниваться в дальнейшем эмпирические распределения теплового потока.

Оценка параметров эмпирических распределений. Эмпирический ряд распределения характеризуется прежде всего частотой n_i , показывающей, сколько раз наблюдалось то или иное значение случайной величины. Сумма всех частот дает объем ряда — n . При $n \rightarrow \infty$ ряд частот будет приближаться к распределению вероятности случайной величины, которое описывается соответствующими функциями распределения. Важнейшими постоянными ряда частот являются оценки среднего значения.

$$\bar{x} = \sum(x_i)/n$$

и дисперсии

$$S^2 = \sum(x_i - \bar{x})^2 / (n - 1).$$

Здесь и в дальнейшем суммирование проводится от 1 до n . При использовании вместо значения случайной величины ее функции в эти уравнения должны быть подставлены соответствующие значения $y = f(x)$, например $y = \lg x$. Для оценки влияния случайных факторов часто употребляется коэффициент вариации:

$$V = S/\bar{x} \cdot 100\%,$$

который в ряде случаев имеет более определенное значение, чем дисперсия. Отметим, что при нормальном распределении случайной величины среднее значение и дисперсия являются наиболее эффективными и несмещенными оценками. Мерой уклонения распределений от нормального служат показатели асимметрии

$$\alpha = \sum(x_i - \bar{x})^3 / n\sigma^3$$

эксцесса

$$i = \sum(x_i - \bar{x})^4 / n\sigma^4 - 3.$$

Для рядов с положительной асимметрией $\alpha > 0$, для рядов с отрицательной асимметрией $\alpha < 0$, в свою очередь, положительный эксцесс $i > 0$ соответствует островершинным кривым, а отрицательный $i < 0$ — плосковершинным.

Приведем формулы основных ошибок (меры точности) этих оценок, которые показывают границы, заключающие с вероятностью 0,683 значение соответствующей оценки:

$$\sigma_{\bar{x}} = S/\sqrt{n},$$

$$\sigma_S = S/\sqrt{2n},$$

$$\sigma_V = v \sqrt{1 + 2(V/100)^2} / \sqrt{2n},$$

$$\sigma_{\alpha} = \sqrt{6/n},$$

$$\sigma_i = 2\sigma_{\alpha}.$$

Мера точности будет приближительной, если распределение не нормально.

Следующим этапом анализа является статистическая проверка гипотез соответствия эмпирического ряда стандартным функциям распределения.

Проверяемая гипотеза называется обычно нулевой, а противоположная ей — альтернативной. Практически для проверки необходимо предположить, что эмпирический ряд может быть описан одной из известных функций распределения. На этом основании вычисляются теоретические (выравнивающие) частоты p_i идеального распределения с параметрами, тождественными оценкам ряда (см., например, Митропольский, 1961). Оценка расхождения наблюдаемых и теоретических частот производится при помощи критериев соответствия. В приводимых ниже расчетах используется достаточно мощный критерий Пирсона χ^2 , который вычисляется по формуле

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^k (n_i - p_i)^2 / p_i.$$

Нулевая гипотеза не отвергается, и расхождение считается случайным, если теоретическая величина χ^2 при выбранном уровне значимости и соответствующем числе степеней свободы превосходит эмпирическую величину χ^2 . Уровень значимости α определяет ту вероятность, которой можно пренебречь при исследовании. Обычно применяют 5%-ный уровень значимости, который достаточно велик для отбрасывания ложных гипотез и мал для отбрасывания правильных. Число степеней свободы равно

$$f = k - m,$$

где k — число классов распределения и m — число наложенных связей. Для нормального распределения $m=3$. Если вычисленный критерий превосходит теоретический, то принимается альтернативная гипотеза и эмпирический ряд сравнивается с другой математической моделью. Применение критерия χ^2 обосновано только в том случае, если ни одна из рядных частот не будет очень мала (Митропольский, 1961). Поэтому критерий не применяется к оценке соответствия очень малых выборок. Для них можно использовать весьма наглядный метод графической проверки соответствия, предложенный И. В. Дуниным-Барковским и Н. В. Смирновым (1955).

Значимость среднего и сравнение законов распределения. Теорией и практикой вероятностно-статистического анализа установлено, что среднее значение в однородной выборке характеризует действия факторов, составляющих сущность явления, а дисперсия отражает влияние случайных факторов. При достаточно большом объеме выборки на основании полученных законов распределения можно весьма надежно судить о действительных параметрах общего распределения. Тем не менее, в ряде случаев и особенно при малых выборках значимость среднего следует оценить. Оценка производится при помощи t -распределения Стьюдента, дающего доверительные границы для среднего значения при различных уровнях значимости α . Доверительный интервал

$$\bar{x} - t_{\alpha} S / \sqrt{n} < \bar{x}_0 < \bar{x} + t_{\alpha} S / \sqrt{n}$$

выражает то, что с требуемой вероятностью среднее значение находится внутри указанного неравенства. И здесь обычно применяется 5%-ный уровень значимости. Критерий Стьюдента используется также для проверки гипотезы о равенстве средних в двух выборках. В этом случае он вычисляется по формуле

$$t = \frac{(\bar{x}_1 - \bar{x}_2) \sqrt{n_1 n_2 / (n_1 + n_2)}}{\sqrt{[(n_1 - 1) S_1^2 + (n_2 - 1) S_2^2] / (n_1 + n_2 - 2)}}$$

Полученная цифра сравнивается с табличным значением при соответствующих уровнях значимости (5%) и числе степеней свободы, которое бе-

рется равным

$$f = n_1 + n_2 - 2.$$

Если t вычисленное не превышает t табличное, то разница между средними полагается случайной, статистически незначимой.

Гипотеза о равенстве дисперсий в двух выборках проверяется при помощи критерия Фишера

$$F = S_1^2 / S_2^2 \text{ при } S_1 < S_2.$$

Случайность расхождения сравниваемых дисперсий обеспечивается неравенством $F_{\text{табл.}} > F_{\text{выч.}}$ при определенном уровне значимости и числах степеней свободы

$$f = n_1 - 1 \quad \text{и} \quad f_2 = n_2 - 1$$

Если функции распределения случайных величин имеют один и тот же вид, то статистическая незначимость в расхождении $\bar{x}_1$ и $\bar{x}_2$ и S_1 и S_2 является достаточным условием для оценки тождества законов распределения. Выполнение этих трех условий совершенно обязательно, и только они обеспечивают вывод о тождестве причин, сформировавших распределения. В частности, сравнение законов распределения теплового потока позволяет определить как энергетически тождественные структуры земной коры, так и структуры, энергетически различные. Например, совпадение средних величин теплового потока по склоновым частям срединно-океанических хребтов и областям палеозойской складчатости ($1,25 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$) не позволяет сделать генетические выводы, поскольку различны и законы распределения, и дисперсии. Совпадение же законов распределения, средних значений и дисперсий для областей мезозойской складчатости и тектонически стабильных океанических глыбовых хребтов привело к выводу об образовании этих океанических структур преимущественно в мезозое (Смирнов, 1966б).

Приведенные формулы в основном исчерпывают тот математический аппарат (за исключением корреляции), который будет использован для вероятностно-статистического анализа теплового потока. Табулированные значения функций распределения и критериев χ^2 , t и F приводятся в цитированных курсах математической статистики.

Причины варьирования величин теплового потока в однородных условиях. Как указывалось выше, среднее значение распределения отражает основные факторы, формирующие распределение, а дисперсия — второстепенные, «случайные» факторы. В каждой однородной выборке среднее значение отражает отток тепла из недр, свойственный той или иной структуре.

Отклонения наблюдаемых величин теплового потока от среднего значения обусловлены рядом причин, имеющих различное происхождение. К ним относятся природные факторы, искажающие тепловое поле, и ошибки, возникающие при экспериментальных определениях. Наибольшие искажения теплового поля могут иметь место вследствие влияния природных факторов, которые можно подразделить на четыре группы. К первой группе относятся факторы, вызывающие периодические, постепенные или резкие изменения начальных температурных условий. Это климатические вариации с различным периодом колебаний, геологические процессы седиментации, эрозии, образования оползней и суспензионных потоков, тектонические движения, а также возможная нестабильность придонного слоя воды в условиях сверхadiaбатического градиента и наличие глубинных течений. Ко второй группе принадлежат факторы, связанные с переносом тепла. Таковы свободная и вынужденная конвекция теплоносителей: движение вод по водоносным горизонтам, выдавливание воды при гравитационном уплотнении осадков, перенос тепла глубинны-

ми флюидами и магмой и т. п. К третьей группе относятся процессы, сопровождающиеся генерацией или поглощением тепла, например различные геохимические и биохимические реакции, тепло трения, сжатия, растяжения и изгиба и других физико-механических процессов. Наконец, последняя группа факторов — это резкая смена и анизотропия теплопроводности (влияние литологии и структур) и форма поверхности среды, отдающей тепло (влияние рельефа).

Порядок величин искажений в каждом конкретном случае нетрудно оценить (см., например, Карслоу и Егер, 1964; von Herzen, Uyeda, 1963; Jaeger, 1965, и др.), если мы знаем все необходимые характеристики. Однако лишь в исключительных случаях можно учесть их полностью. Поэтому каждое конкретное измерение теплового потока может содержать ошибку, пусть небольшую, но величину которой бывает нелегко выяснить. Тем не менее, рассмотренные нарушения не исключают возможности анализа теплового потока и показывают, что вероятностно-статистический анализ однородных выборок является правильным методом исследования. Действительно, анализируя причины отклонений теплового потока, можно видеть, что подавляющее большинство факторов дает отклонения с равной вероятностью в ту или другую сторону от среднего. Кроме того, они невелики, а суммарное отклонение фактического определения в большинстве случаев составляет менее $\pm 25\%$ от выборочного среднего. Очень большие отклонения встречаются чрезвычайно редко. В каждом конкретном пункте определения теплового потока действуют самые разнообразные факторы, часто противоположные по направлению и разные по величине искажающего эффекта. А поскольку пункты определений теплового потока расположены совершенно случайно и независимо по отношению к искажающим факторам, то и отклонения полученных величин от истинных будут случайными в объеме достаточно представительной выборки.

Случайными являются и отклонения, вызванные неточностями экспериментального определения геотермического градиента и теплопроводности пород. Точность определений теплового потока — произведения этих параметров — как на суше, так и в морских осадках колеблется от $\pm 5\%$ до $\pm 30\%$, но наибольшее число измерений выполнено с точностью около $\pm 10\%$. Эта цифра и будет в дальнейшем использоваться для общей совокупности измерений.

Итак, мы имеем однородные выборки, в которых величины теплового потока колеблются около среднего значения в результате процессов, действующих случайно и с приблизительно равной вероятностью в положительную и отрицательную сторону. Следовательно, можно сделать вывод, что средние величины теплового потока в достаточно представительных однородных выборках не имеют систематической ошибки и будут характеризовать действительный поток тепла через однородные области земной коры.

Возможности генетической интерпретации законов распределения вероятности. Этот вопрос впервые возник при изучении законов распределения химических элементов в природных средах, поскольку было совершенно очевидно, что определенному комплексу причин соответствует столь же определенная и специфическая вероятность следствий. Наиболее полное в историческом аспекте и достаточно завершенное рассмотрение геохимического смысла распределений дал С. И. Смирнов (1963). На основании анализа распределений элементов в водах им был сделан вывод о тесной взаимосвязи химического, термодинамического и вероятностного развития природных вод. В более общем виде вывод о взаимосвязи физико-химического, термодинамического и вероятностного развития систем заключен в уравнении Больцмана, обосновывающем статистический характер второго начала термо-

$$S = K \ln W,$$

где S — энтропия, W — вероятность и K — постоянная Больцмана. Максимум энтропии в системе соответствует равновесию; такое состояние системы является и наиболее вероятным. Квазиравновесными можно считать и природные системы с очень медленным изменением термодинамических параметров. Но в равновесной системе всегда имеются флуктуации, и вероятность того, что параметр x лежит в интервале между x и $x + dx$, определяется из уравнения Больцмана

$$W(x) = \text{const} \exp \{S(x)/K\}.$$

Это уравнение, впервые примененное к рассмотрению флуктуаций А. Эйнштейном в 1910 г., лежит в основе теории термодинамических флуктуаций. Опуская промежуточные выкладки, имеющиеся в курсах теоретической физики, приведем окончательный результат преобразования (Ландау и Лифшиц, 1964)

$$W(x) dx = (2\pi\sigma^2)^{-1/2} \exp \{-x^2/2\sigma^2\} dx.$$

Это и есть нормальное распределение Лапласа — Гаусса, показывающее что в равновесной системе распределение флуктуирующих параметров подчиняется нормальному закону. Например, вероятность флуктуаций температуры при постоянном объеме имеет вид

$$dW = (C_v/2\pi KT_0^2)^{-1/2} \exp \{-C_v(T - T_0)^2/2KT_0^2\} dT.$$

Конечно, эти флуктуации не окажут сколько-нибудь существенного влияния на фактическое распределение теплового потока. Тем не менее, вероятность флуктуаций увеличивается с возрастанием температуры, а в критических условиях (например, при температуре и давлении, соответствующих точке плавления) они теряют свой местный характер. Само понятие флуктуаций в макроскопической системе полностью удовлетворяет математическим условиям возникновения нормального закона. Эти условия вытекают из теоремы Ляпунова и реализуются в том случае, когда на изучаемое явление действует большое количество примерно равноценных факторов, а их влияние мало по сравнению с общей суммой. Сходным образом обстоит дело и со случайными факторами, вызывающими варьирование величин теплового потока в однородной выборке. Поэтому при нормальном распределении теплового потока мы можем считать глубинное тепловое поле квазистационарным, основные параметры которого медленно изменяются во времени.

Во избежание ошибок необходимо точно определить критерий равновесия. Рассмотрим простой пример из геохимии. Система $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O}$ находится в равновесии и имеет максимум энтропии, когда раствор насыщен CaCO_3 . Условием химического равновесия является равенство произведений активностей ионов $a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}} = \text{const}$. В природных растворах, имеющих такое равновесие, произведение $a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}}$ всегда распределяется нормально со средним, близким к константе. Но сами ионы Ca^{2+} и CO_3^{2-} , взятые отдельно, могут быть распределены и не нормально. Здесь, конечно, следует учесть отсутствие независимости между ионами. Нередко имеются и нормальные распределения признака, хотя в системе нет термодинамического равновесия. В таких случаях можно использовать положение А. Б. Вистелиуса (Vistelius, 1960), несколько расширив его: нормальный закон распределения признаков наблюдается также при фиксированном положении процесса (во времени и пространстве), а параметры этого распределения отражают частичное динамиче-

ское равновесие системы. Изучение совокупности подобных распределений позволяет выяснить кинетику процесса. Таким образом, нормальное распределение теплового потока может отражать как общее термодинамическое равновесие системы, так и частичное динамическое равновесие. Для установления того или другого случая необходим тщательный анализ.

Условия возникновения нормального закона очень широки и весьма часто выполняются в природе. При отсутствии этих условий, а также в неоднородных множествах законы распределения будут отличаться от нормального. Например, асимметричные распределения возникают при действии систематических факторов, изменяющихся во времени. В частности, асимметричное распределение теплового потока в рифтовых зонах может свидетельствовать о едином процессе, разном по мощности в различных их частях или о разных стадиях развития процесса.

Весьма интересно и равномерное распределение, которое удалось объяснить для выборок теплового потока по океаническим желобам некоторыми отличиями конкретных структур между собой. В каждой такой структуре тепловой поток распределен, вероятно, нормально со средним, несколько отличающимся от средних других выборок. Но в сумме все выборки дают равномерное распределение, свидетельствующее о смещении во времени какого-то основного процесса.

В случаях распределений теплового потока, отличных от нормального, могут быть, очевидно, некоторые (вероятно, не очень большие) колебания в условиях однородности. К сожалению, в настоящее время их невозможно учесть либо из-за отсутствия данных для выделения более однородных областей, либо из-за малого числа определений теплового потока в них. Поэтому дальнейшее развитие вероятностно-статистических исследований теплового потока заключается в выделении и анализе еще более однородных и представительных совокупностей измерений.

Подводя итоги обсуждения способов интерпретации данных о тепловом потоке, можно сделать следующие выводы.

1. В качестве основного метода количественного исследования земного теплового потока целесообразно принять метод вероятностно-статистического анализа однородных выборочных множеств из общей совокупности экспериментально полученных величин. Достаточно однородными можно считать выборки теплового потока по однотипным геолого-тектоническим областям, имеющим значительное количество общих существенных признаков (соблюдение критерия однородности).

2. Получаемые в результате анализа законы распределения теплового потока характеризуют как основные, так и второстепенные («случайные») факторы, формирующие распределение. Иными словами, в однородных условиях законы распределения имеют генетическое значение. Например, нормальный закон может свидетельствовать и о термодинамическом равновесии системы, и о частичном динамическом равновесии, т. е. позволяет делать заключения как о стационарности теплового поля, так и о динамике его развития во времени.

3. Сравнение законов распределения теплового потока позволяет выявить энергетически и генетически тождественные зоны земной коры, но следует иметь в виду, что сравнивать по основным параметрам (среднему значению и дисперсии) можно только одинаковые законы распределения. Пренебрежение этими условиями может привести к ошибочным выводам.

4. В однородных выборках отклонения величин теплового потока от среднего значения вызваны рядом природных, большей частью приповерхностных факторов. По отношению к выборочной совокупности измерений все эти факты действуют случайно и примерно с равной вероятностью как в положительную, так и в отрицательную сторону от средне-

го. Следовательно, можно считать, что получаемые средние величины теплового потока не содержат систематической ошибки.

5. Применение методов сферического гармонического анализа и ортогональных функций для вычисления средних величин теплового потока (и в том числе среднего теплового потока и общих теплотерь Земли) по неоднородным и неравномерно расположенным данным нельзя признать методологически оправданным. В частности, предлагаемая на основании этих методов величина теплового потока для Земли, равная $1,5 \pm \pm 10\%$ $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ (Lee, 1963; Lee, MacDonald, 1963; Lee, Uyeda, 1965), не может считаться правильной.

Рассмотренный метод вероятностно-статистического анализа однородных выборочных множеств может быть успешно применен к исследованию других геофизических и геологических показателей, например гравитационного поля, градиентов тектонических движений и т. п., взятых по однотипным тектоническим областям земной коры.

СВЯЗЬ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА С ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Применение геолого-тектонического принципа, как критерия однородности, к анализу величин теплового потока сразу дало положительные результаты: было установлено различие величин теплового потока в разных тектонических областях наряду с постоянством величин внутри каждой из них.

Глобальные вариации теплового потока на континентах

В настоящее время на континентах выполнено около 600 измерений теплового потока. Большая часть из них произведена в Европе и Северной Америке, значительное количество определений имеется в Азии, Африке и Австралии. Несколько измерений теплового потока выполнено в Южной Америке.

По мере роста числа измерений авторами неоднократно проводились соответствующие вычисления, в результате которых были получены средние величины и законы распределения теплового потока для различных тектонических зон. Здесь мы остановимся на последнем варианте пересчета с количеством данных на конец 1966 г. Отметим, что при всех этих пересчетах, несмотря на увеличение каждый раз числа измерений в различных тектонических зонах, средние цифры теплового потока по ним изменялись в пределах лишь нескольких сотых $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ и не более чем на 3% от впервые полученного среднего.

Вместе с тем, рост числа измерений позволил выявить дифференциацию теплового потока в тектонически активных поясах. Как и в предыдущем случае, полученные средние цифры в дальнейшем существенно не изменились. Все это дополнительно свидетельствует о большой объективности и надежности выбранного метода анализа.

Области докембрийской складчатости. В этих областях анализировалось 88 определений теплового потока, удовлетворяющих условиям однородности и независимости анализируемых данных. Тепловой поток по ним колеблется от 0,51 до 1,48 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. По областям докембрийской складчатости целесообразно рассмотреть еще более однородные выборки — по щитам, плитам и глубоким синеклизам.

Величины теплового потока на щитах изменяются незначительно — от 0,61 до 1,33 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, причем 82% всех значений находятся в интервале 0,70—1,10 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Распределение данных не противоре-

чит нормальному закону (табл. 30) и имеет следующие параметры: среднее значение $0,90 \pm 0,02 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, стандартное отклонение $0,15 \pm 0,01$. Цифры $\pm 0,02$ и $\pm 0,01$ обозначают основную ошибку среднего и стандартного отклонения.

Выборки теплового потока по отдельным щитам анализировались методами микростатистики, средние величины теплового потока по ним оказались равными: 0,86, 0,77, 0,91, 0,97, 0,98 и 0,70 $\text{мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ соответственно для Балтийского, Украинского, Канадского, Африканского, Австралийского и Индийского щитов. Проверка по критерию t -Стьюдента показывает случайность расхождения между этими цифрами.

Таблица 30

Тепловой поток в областях докембрийской складчатости (щиты)

А. Проверка гипотезы нормального распределения теплового потока

q_i	0,65	0,75	0,85	0,95	1,05	1,15	1,25	1,35
n_i	6	14	18	13	12	3	2	1
p_i	6,8	11,5	17,2	16,6	10,6	6,0		
$(n_i - p_i) / p_i$	0,10	0,54	0,78	0,18		0,00		

Б. Оценки параметров распределения

$$n = 69; \bar{q} = 0,89; S = 0,15; \alpha = 0,30; j = 0,08$$

$$\chi^2 = 1,65; \chi^2_{5\%} = 7,82 \text{ при } f = 3$$

Примечание: n — число значений, $\bar{q}$ — среднее значение теплового потока, S — стандартное отклонение, α — показатель асимметрии, j — показатель эксцесса, χ^2 — вычисленный критерий Пирсона, $\chi^2_{5\%}$ — табличное значение критерия Пирсона при 5%-ном уровне значимости, f — число степеней свободы, q_i — значение середины разряда, n_i — эмпирическая разрядная частота, p_i — теоретическая разрядная частота.

По докембрийским плитам анализировалось 19 значений теплового потока. Среднее по ним получилось равным $1,03 \pm 0,05 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Учитывая еще 63 измерения, приведенные в табл. 26, среднюю величину теплового потока для плит можно принять равной $1,00 \pm 0,05 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Выше были рассмотрены и искажения теплового поля под влиянием структурно-тектонического фактора, но, как там показано, эти возмущения теплового поля не являются глубинными. Приведенные же здесь средние цифры характеризуют глубинный тепловой поток.

Измерения теплового потока в глубоких синеклизах имеются в Пермской синеклизе Северной Америки и Прикаспийской синеклизе. Закон распределения 24 значений, как показывает графическая проверка, является нормальным, среднее распределение равно $1,1 \pm 0,04 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, стандартное отклонение — $0,10 \pm 0,01$.

Различия средних величин теплового потока в различных структурах областей докембрийской складчатости вызваны, по всей видимости, неоднородным перераспределением радиоактивных элементов как источников тепла (эрозия на щитах и мощное осадконакопление в глубоких синеклизах).

Области каледонской складчатости охарактеризованы 17 измерениями теплового потока; минимальное и максимальное значения по ним составляют 0,68 и 1,71 $\text{мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Распределение величин, как показывает графическая проверка, не противоречит нормальному закону. Среднее значение и стандартное отклонение в выборке составляют $1,11 \pm 0,07 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ и $0,28 \pm 0,05$ соответственно. Суще-

ственных расхождений между величинами теплового потока в различных тектонических структурах каледонского возраста не наблюдается.

Области герцинской складчатости. По этим областям анализировалось 60 измерений теплового потока, полученных преимущественно в СССР, Зарубежной Европе, Северной Америке, Австралии и Южной Африке. Распределение этих величин имеет незначительную положительную асимметрию и не противоречит нормальному закону (табл. 31), минимальное, максимальное и среднее значения, а также стандартное отклонение равны соответственно 0,60, 1,91, $1,28 \pm 0,03$ $\mu\text{кал/см}^2 \cdot \text{сек}$ и $0,25 \pm 0,02$. Средние значения теплового потока для различных герцинских

Таблица 31

Тепловой поток в областях герцинской складчатости

А. Проверка гипотезы нормального распределения теплового потока

q_i	0,60	0,70	0,80	0,90	1,00	1,10	1,20	1,30	1,40	1,50	1,60	1,70	1,80	1,90
n_i	1	2	0	2	6	10	14	7	8	5	1	3	0	1
p_i	7,3				6,2	8,5	9,7	9,4	7,8	5,4	5,7			
$(n_i - p_i)^2 / p_i$	0,72				0,00	0,25	1,91	0,62	0,00	0,03	0,09			

Б. Оценки параметров распределения

$n = 60$; $\bar{q} = 1,24$; $S = 0,25$; $\alpha = 0,05$; $j = 0,5$; $\chi^2 = 3,62$; $\chi^2_{5\%} = 11,1$ при $j = 5$

Примечание: символы те же, что и в табл. 30.

структур таковы: Скифская плита — $1,30 \mu\text{кал/см}^2 \cdot \text{сек}$; Степной Крым — $1,30 \mu\text{кал/см}^2 \cdot \text{сек}$; герциниды Центральной Европы — $1,31 \mu\text{кал/см}^2 \cdot \text{сек}$; герциниды Англии — $1,28 \mu\text{кал/см}^2 \cdot \text{сек}$; Аппалачская система — $1,16 \mu\text{кал/см}^2 \cdot \text{сек}$; Австралийские Кордильеры — $1,20 \mu\text{кал/см}^2 \cdot \text{сек}$; Капская система — $1,33 \mu\text{кал/см}^2 \cdot \text{сек}$; Донецкий авлакоген — $1,20 \mu\text{кал/см}^2 \cdot \text{сек}$ и т. д. Близость всех цифр свидетельствует о едином энергетическом режиме всех областей герцинской складчатости.

Типичные области мезозойской складчатости охарактеризованы всего пятью значениями теплового потока, полученными в пределах Канадского краевого прогиба и горных сооружений Аляски. Среднее значение по этим измерениям составляет $1,47 \pm 0,14 \mu\text{кал/см}^2 \cdot \text{сек}$ и стандартное отклонение — $0,32 \pm 0,10$. Однако совокупность значений теплового потока по областям мезозойской складчатости можно расширить, включив в нее измерения, проведенные в некоторых других районах. Для этого имеются определенные основания. Например, в ядрах Японских островов (центральный Хоккайдо, юго-восточный Хонсю) возраст складчатости и вулканизма датируется как мезозойский. Японские исследователи (см., например, Uyeda, Norai, 1964) определенно считают эти районы мезозойскими тектоническими структурами. Как область мезозойского омоложения можно рассматривать и южную часть массива Драконовых гор в Африке (повсеместное распространение траппов верхнего триаса — нижней юры). Составленная с включением этих данных совокупность из 26 измерений имеет следующие параметры: среднее значение $1,45 \pm 0,06 \mu\text{кал/см}^2 \cdot \text{сек}$ и стандартное отклонение $0,31 \pm 0,04$. Графическая проверка подтвердила гипотезу нормального распределения. Все же полученное среднее значение теплового потока для областей мезозойской складчатости в известной мере условно, и для более надежных суждений нужны дополнительные измерения.

В областях кайнозойской складчатости общее распределение теплового потока, как уже отмечалось (Поляк, Смирнов,

1966), является неоднородным. В связи с этим приведенную в упомянутой статье цифру среднего теплового потока для этой области — $1,78 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, а также значение, полученное В. Ли и С. Уеда (Lee, Uyeda, 1965) для областей мезокайнозойской складчатости, — $1,92 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, следует считать формальными. Проведенный анализ теплового поля в поясах кайнозойской складчатости показал, что достаточно однородны выборки значений теплового потока по краевым и предгорным прогибам и внутренним впадинам, горноскладчатым сооружениям миогеосинклинальных зон, районам кайнозойского вулканизма. Совершенно аналогичное подразделение можно принять и для областей, активизированных в это время.

Величины теплового потока в *краевых прогибах и внутренних впадинах* колеблются от 0,52 до $1,58 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Среднее значение распределения составляет $0,98 \pm 0,03 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, а стандартное отклонение — $0,24 \pm 0,02$. Проверка гипотезы нормального распределения (табл. 32) показала хорошее согласие эмпирического распределения с нормальным законом. Средние величины теплового потока по отдельным структурам несколько отличаются между собой. Так, для прогибов и впадин Тихоокеанского пояса среднее составляет $0,82 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ (в том числе для Токийской впадины — 0,70), для Индоло-Кубанского прогиба — 1,30, для Рионо-Куринской впадины — 1,10 и т. д. Несмотря на эти различия, вызванные, очевидно, спецификой геологического развития конкретных структур, можно сделать вывод, что все краевые прогибы и внутренние впадины тектонически активных поясов характеризуются относительно низкими значениями теплового потока. Наличие зон с низким тепловым потоком в наиболее энергетически напряженных областях земной коры представляет собой факт исключительного геологического и геофизического значения. В частности, он свидетельствует о значительной неоднородности распределения температур в земной коре и верхней мантии тектонически активных поясов. Низкая величина теплового потока в прогибах и впадинах ассоциируется с высокими отрицательными градиентами вертикальных тектонических движений и изостатической некомпенсированностью этих структур. С другой стороны, этот факт может рассматриваться как отражение активных энергоемких процессов в недрах этих районов, что требует специального анализа.

Величины теплового потока в *горноскладчатых сооружениях миогеосинклинальных зон*, по данным 19 значений, колеблются от 1,2 до $2,2 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Среднее значение и стандартное отклонение распределения соответственно равны $1,75 \pm 0,06 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ и $0,25 \pm 0,04$. Эмпирическое распределение, как показала графическая проверка, не противоречит нормальному закону. Средние величины теплового потока по отдельным структурам очень близки между собой. Так, для системы Большого Кавказа среднее составляет $1,85 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, для системы Альп — 1,87, для активизированных участков древних платформ — 1,71. Высокие значения теплового потока в таких регионах ассоциируются с большими положительными градиентами вертикальных тектонических движений.

В *районах кайнозойского вулканизма* установлены наиболее высокие на континентах значения теплового потока. Минимальное и максимальное значения по 55 фоновым определениям составляют 1,20 и $3,49 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Вблизи же вулканических аппаратов тепловой поток повышается до $15 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ и более, а в них самих — до 10^2 — $10^3 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Распределение фоновых величин имеет среднее значение, равное $2,19 \pm 0,06 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, и стандартное отклонение $0,42 \pm 0,04$. Как видно по табл. 33, эмпирическое распределение с высокой вероятностью не противоречит нормальному закону. Рассмотренные отдельно различные районы области кайнозойского вулканизма ха-

рактикуются близкими значениями теплового потока, практически не отличающимися от приведенного среднего.

Весьма интересно распределение теплового потока в *рифтовых зонах* материков. Оно изучалось в дне озер Байкала и Ньясы. Средние значения теплового потока по ним составляют соответственно $2,40 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$

Т а б л и ц а 32

**Тепловой поток в областях кайнозойской складчатости
(краевые прогибы и внутренние впадины)**

А. Проверка гипотезы нормального распределения теплового потока

q_i	0,6	0,8	1,0	1,2	1,4	1,6
n_i	7	14	18	11	4	1
p_i	6,4	13,9	18,2	11,8	4,7	
$(n_i - p_i)^2 / p_i$	0,06	0,00	0,00	0,05	0,02	

Б. Оценки параметров распределения

$$n = 55; \bar{q} = 0,98; S = 0,24; \alpha = 0,27; j = -0,50;$$

$$\chi^2 = 0,13; \chi^2_{5\%} = 5,99 \text{ при } f = 2$$

П р и м е ч а н и е: символы те же, что и в табл. 30.

Т а б л и ц а 33

Тепловой поток в областях кайнозойского вулканизма

А. Проверка гипотезы нормального распределения теплового потока

q_i	1,35	1,55	1,75	1,95	2,15	2,35	2,55	2,75	2,95	3,15	3,36	3,55
n_i	1	3	6	11	13	9	6	3	1	0	1	1
p_i	11,2			8,9	10,4	9,7	7,2	7,4				
$(n_i - p_i)^2 / p_i$	0,13			0,50	0,65	0,50	0,20	0,26				

Б. Оценки параметров распределения

$$n = 55; \bar{q} = 2,19; S = 0,42; \alpha = 0,79; j = 1,80; \chi^2 = 2,24; \chi^2_{5\%} = 7,82 \text{ при } f = 3$$

П р и м е ч а н и е: символы те же, что и в табл. 30.

(по данным 11 измерений) и $1,00 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ (по данным 20 измерений). Такое значительное расхождение величин теплового потока для столь сходных в тектоническом отношении районов совершенно непонятно и заставляет воздержаться от суждений об их тепловом режиме.

Вероятностно-статистический метод был применен к анализу данных теплового потока по областям с земной корой океанического и переходного типов. При этом также была получена четкая связь теплового поля с тектоническим строением этих областей.

Результаты проведенного анализа суммированы в табл. 34. В ней показаны округленные статистические средние величины теплового потока для основных структурных элементов территории СССР и сопредельных стран. Звездочкой помечены средние значения теплового потока для тектонических структур определенного типа, полученные при анализе мировой совокупности данных.

Как видно из данных таблицы, глубинный тепловой поток в разных тектонических областях земной коры существенно различен. При этом распределение его величин в выборках по однородным тектоническим областям во всех случаях, за исключением краевых прогибов и океанических желобов, не противоречит нормальному закону; рассеивание данных около средних значений невелико. Например, почти для всех рассмотренных выборок коэффициент вариации ($V = S/\bar{x} \cdot 100\%$, где S — стандартное отклонение, а $\bar{x}$ — среднее значение) заключен в интервале 15—25 %.

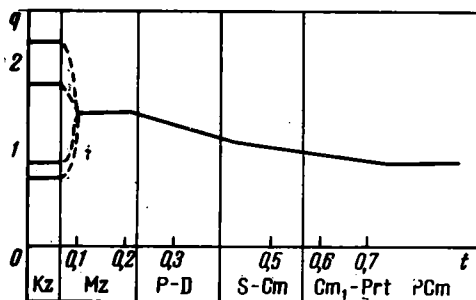
Четкое различие величин теплового потока в разных тектонических областях, наряду с замечательным постоянством его значений внутри каждой из них, привело к выводу о генетической связи теплового поля литосферы со строением и развитием верхних оболочек Земли.

В тектонически стабильных областях тепловой поток закономерно увеличивается в соответствии с их возрастом — от древних к молодым (рис. 42). Таким образом, величина теплового потока отражает время консолидации земной коры, т. е. возраст геосинклинального процесса. Со временем различия в тепловом потоке между разновозрастными тектоническими областями сглаживаются, о чем свидетельствует их отсутствие в зонах проявления различных фаз докембрийской складчатости. С другой стороны, области эпиплатформенного орогенеза характеризуются иным по сравнению с неомоложенными участками характером распределения теплового потока (например, омоложенные структуры Средней Азии, Байкальский рифт и т. п.). Это распределение сходно с наблюдаемым в подвижных поясах данного тектонического цикла. Так, что, уточняя сделанный только что вывод, следует считать, что в неактивизированных областях величина теплового потока отражает время консолидации коры, а в активизированных — время активизации.

В области кайнозойского тектогенеза, в отличие от стабильных областей, тепловой поток непостоянен по площади. Низкие его величины свойственны краевым прогибам и межгорным впадинам, высокие — горноскладчатым сооружениям миеосинклинальных зон (таким, как мегантиклинории Большого Кавказа, Карпат и т. п.) и эвгеосинклинальным зонам. Аналогичные соотношения характерны и для областей кайнозойской тектонической активизации, и для подвижных зон с земной корой переходного типа. Резкая дифференциация теплового потока по отдельным структурным элементам тектонически активных поясов также имеет общий характер и свидетельствует об интенсивном перераспределении глубинной энергии в мобильных зонах земной коры.

Проведенный анализ кондуктивного теплового потока позволяет высказать некоторые соображения о реальном значении возможных искажающих факторов. В этой связи особенно часто говорят о конвективном перераспределении тепла подземными водами. Хотя выше отмечалось, что анализируемые данные получены в интервалах глубин, отвечающих зонам замедленного и весьма замедленного водообмена, и, очевидно,

Рис. 42. Зависимость величин теплового потока (q в $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$) от возраста тектогенеза (t в 10^9 лет)



Средние величины теплового потока в различных тектонических структурах СССР и сопредельных стран

Тектонические области	Средний тепловой поток, ккал/см ² ·сек
<i>Области с земной корой континентального типа</i>	
Области докембрийской складчатости	
Щиты	0,90*
Балтийский	0,90
Украинский	0,80
Плиты	1,00*
Восточно-Европейская	1,00
Прикаспийская синеклиза	1,10
Днепрово-Донецкий прогиб	1,20
Доно-Медведицкий вал	1,20
Сибирская	1,00
Области байкальской складчатости	1,10*
Области каледонской складчатости	1,15*
Каледониды Казахстана	1,15
Минусинская впадина	1,10
Области герцинской складчатости	1,30*
Скифская плита	1,25
Предкавказье	1,30
Степной Крым	1,30
Западно-Сибирская плита	1,30
юго-западный регион	1,50
северо-восточный регион	1,30
Туранская плита	1,30
Антиклинальные поднятия на эпигерцинских плитах (преимущественно нефтегазоносные провинции)	1,50
Области мезозойской складчатости	1,45*
Верхоянский краевой прогиб	1,40
Области кайнозойской складчатости и кайнозойского эпиплатформенного орогенеза	
Краевые прогибы	0,95*
Предкарпатский	1,00
Индоло-Кубанский	1,25
Терско-Каспийский	0,90
Межгорные и предгорные впадины	1,10*
Рионская	1,10
Курильская	1,00
Западно-Туркменская	1,00
Ферганская	1,00
Иссык-Кульская	1,20
Алма-Атинская	1,10
Фрунзенская	1,15
Приташкентская	1,00
Горноскладчатые сооружения многоэпиклиналильных зон	1,75*
мегантских Большего Кавказа	1,85
мегантских Крыма	1,60
мегантских Карпат	1,65
области кайнозойского эпиплатформенного орогенеза Средней Азии	1,60—2,00

Таблица 34 (окончание)

Тектонические области	Средний тепловой поток, мккал/см ² ·сек
Геосинклинальные прогибы Тихоокеанского пояса . . .	1,10*
Западно-Камчатский синклиниорий	1,05
Восточно-Сахалинский синклиниорий	1,10
Районы кайнозойского вулканизма	2,20*
Восточная зона Камчатки	2,50
Армянское нагорье	2,60
Лакколиты Пятигорья, Казбек	2,20
Рифтовая зона Байкала	2,40
Район Ставропольского свода	2,05
<i>Области с земной корой переходного типа</i>	
Краевые океанические желоба	0,85*
Курило-Камчатский желоб	0,80
Японский желоб	1,00
Геосинклинальные впадины окраинных и внутренних морей с миеосинклинальным режимом	1,00*
Черное море	0,95
южная часть Каспийского моря	1,00
Охотское море	1,20
Берингово море	1,05
с эвгеосинклинальным режимом	2,15*
Японское море	2,15
южная часть Охотского моря	2,30
Островные дуги	
Межгорные и предгорные впадины	0,80*
Складчатые сооружения миеосинклинальных зон	1,20*
Эвгеосинклинальные зоны	2,20*
Курило-Камчатская дуга	2,20

* Мировое среднее.

свободны от заметного влияния конвекции, рассмотрим их с этой точки зрения. Как установлено, 95 % общей совокупности возможных значений на докембрийских щитах заключено в интервале $0,90 \pm 0,30$ мккал/см²·сек, в каледонских структурах — в интервале $1,11 \pm 0,56$, в герцинских — в интервале $1,28 \pm 0,50$ и т. д. Экспериментальная ошибка равна во всех случаях $\pm 10\%$. Следовательно, если приписать рассеивание наблюдаемых величин около среднего действию только гидрогеологического фактора, то «конвективная составляющая» лишь в пяти случаях из ста превышает: на щитах $\pm 0,21$ мккал/см²·сек (т. е. составит чуть больше 20 %), в каледонских структурах $\pm 0,45$ (около 40 %), в герцинских $\pm 0,37$ (около 30 %), в мезозойских $\pm 0,48$ (около 35 %), в кайнозойских краевых прогибах $\pm 0,38$ (около 40 %), в кайнозойских горноскладчатых сооружениях $\pm 0,32$ (менее 20 %). Судя по этим цифрам, роль гидрогеологического фактора в подавляющем большинстве случаев незначительна.

Другой возможной причиной расхождения значений теплового потока в разных пунктах одностипных геолого-тектонических областей считаются вариации климата. Однако сравнение средних по разным докембрийским щитам (см. выше), палеоклиматические условия которых были совершенно различны, показывает, что расхождения в величинах теплового потока

песущественны. Очевидно, возможные искажения потока климатическими вариациями (в том числе оледенениями) не так уж велики и сопоставимы с точностью наблюдений.

Приложение данных о тепловом потоке к анализу геологических процессов

Закономерные пространственные вариации теплового поля позволяют наметить пути количественного решения ряда вопросов, важных для понимания физических и химических процессов в земной коре и верхней мантии. Например, распределению глубинного теплового потока должно соответствовать и распределение температур на различных уровнях в земной коре и верхней мантии. Как показывают расчеты, в тектонически стабильных структурах температура на поверхности Мохоровичича может колебаться от 400 до 800°С (в зависимости от мощности коры и величины глубинного потока). Температуры, достаточные для фракционного плавления вещества мантии, возможны здесь лишь на очень больших глубинах — более 300 км, или не существуют вовсе. В тектонически активных поясах распределение температур значительно сложнее. Так, в зонах высоких тепловых потоков температуры на поверхности Мохоровичича могут достигать 900—1200°, а в областях кайнозойского вулканизма — 1300°. В зонах низких тепловых потоков (краевые прогибы, желоба) температура на этом разделе должна быть значительно ниже — от 200 до 600°. В результате в местах сочленения зон с резко различными тепловыми потоками разность температур в их недрах может составлять 1000°, что при учете конкретных размеров структур обуславливает на их стыке существование в нижней части литосферы и верхах мантии (в интервале глубин примерно 20—100 км) горизонтальных градиентов температуры величиной от 3 до 10°С/км. Это обстоятельство может пролить свет на природу мобильности и, в частности, сейсмичности тектонически активных поясов.

Выяснение закономерностей распределения теплового потока и связанного с ним распределения температур облегчает решение одной из важных проблем магматизма, позволяя уточнить представления о распределении первичных магматических очагов.

Как видно из данных табл. 34, области современной магматической деятельности — районы активного вулканизма, независимо от структурно-тектонических и петрохимических особенностей его проявления, характеризуются наибольшей величиной теплового потока. Стабильные фоновые его значения в среднем составляют здесь 2,2 мкал/см²·сек, причем иногда зона таких значений потока превосходит по площади область поверхностных вулканических проявлений (кроме того, на отдельных, правда весьма ограниченных по сравнению со всей зоной участках — в кратерах действующих вулканов, в очагах разгрузки парогидротерм — тепловой поток возрастает в десятки и сотни раз). Отсюда можно сделать вывод, что активное течение магматических процессов возможно лишь при достаточно высоких значениях теплового потока — в эвгеосинклинальных зонах, а также в миогеосинклинальных зонах на орогенной стадии развития.

Это подтверждается и распределением температур. Так, применительно к основным и ультраосновным магмам с температурой плавления около 1300° из расчетов следует, что наиболее благоприятные условия для их генерации имеются в эвгеосинклинальных зонах. Минимальные глубины их возникновения составляют здесь 50—100 км, причем возможность появления расплавов сохраняется до глубин 400—500 км. В недрах же тектонически стабильных регионов с их низким тепловым потоком

образование расплавов такого состава, как уже отмечалось, маловероятно. Поэтому существование траппов на древних платформах представляется свидетельством резкого увеличения теплового потока в определенные периоды геологической истории соответствующих участков этих структур и достаточным основанием для отнесения этих участков к активизированным элементам.

Намечается также некоторая корреляция между распределением теплового потока и составом магматических излияний: например, на островных дугах вкрест их простираения по направлению к океану происходит уменьшение теплового потока и одновременно смена щелочно-оливиновых базальтов высокоглиноземистыми и толеитовыми. Природа этой зависимости не вполне ясна.

Термодинамические условия возникновения кислых магм (минимальные температуры возникновения гранитного расплава — 700° при наличии воды), как показывают те же расчеты, реализуются уже в земной коре. В эвгеосинклинальных зонах эти условия существуют в течение всего времени их развития, а в миогеосинклинальных — лишь в орогенный этап. Действительно, в стадии прогибания и осадконакопления тепловой поток составляет $0,80—1,20 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, а при поднятии этих зон — $1,60—2,00 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Соответственно увеличению потока тепла при поднятии происходит и резкое возрастание температур в коре. Это с энергетической стороны поддерживает и в достаточной степени объясняет установленный в геологии факт приуроченности гранитоидов к поднятиям.

В тесной связи с пространственными вариациями теплового потока в тектонически активных поясах находится и распространение высоко- и низкотемпературных фаций регионального метаморфизма.

В эвгеосинклинальных зонах как плотность выделения глубинной тепловой энергии, так и температуры должны быть вполне достаточны для образования самых высокотемпературных фаций регионального метаморфизма. В миогеосинклинальных зонах должны формироваться преимущественно низкотемпературные фации. Эти заключения хорошо согласуются с петрологическими данными о распространении тех или иных фаций регионального метаморфизма. Например, на японской островной дуге в зоне низких тепловых потоков развиты низкотемпературные фации жадеит-глаукофановых сланцев, в зоне высоких тепловых потоков — высокотемпературные фации андалузит-силлиманитовых пород. Закономерное чередование метаморфических фаций, устанавливаемое теперь в древних складчатых системах (например, на Урале), имеет, вероятно, такое же происхождение.

Общие связи процессов магматизма и метаморфизма наиболее явно проступают в геоэнергетическом аспекте. Действительно, и тот, и другой процессы являются энергоемкими. Осуществление вулканических процессов в четвертичный период истории Камчатки потребовало на площади их проявления дополнительного притока глубинной энергии в количестве, не меньшем $5 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Согласно расчетам, приведенным в главе II, эндотермический эффект регионального метаморфизма только километровой толщи осадочных пород в течение 10^7 лет может составить в среднем около $0,1 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Следовательно, в эпохи интенсивного проявления магматических и метаморфических процессов в активных геосинклиналях расход внутриземной энергии с учетом теплового потока поднимается примерно до $10 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Однако следует подчеркнуть, что эти эпохи охватывают далеко не всю историю отдельной геосинклинали, а лишь определенные относительно небольшие отрезки, и к тому же сами эти процессы проявляются в разных участках геосинклинали с разной интенсивностью. Поэтому средний по времени и площади расход глубинной энергии в геосинклинальной области в течение всей ее истории значительно менее 10 и, по-видимому, близок к $1,6 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Отсюда

вытекает вопрос о механизме накопления глубинной энергии во времени и концентрации ее в пространстве, и его решение — задача дальнейших исследований.

Наблюдаемые величины теплового потока тесно увязываются и со многими другими геологическими и геофизическими параметрами. Например, в пределах тектонически стабильных структур установившемуся тепловому полю с нормальными величинами теплового потока ($1,0—1,5 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$) соответствуют нормальная мощность коры, близкие к нулю гравитационные аномалии, низкие градиенты кайнозойских вертикальных тектонических движений, отсутствие сейсмической, вулканической и гидротермальной активности, т. е., по существу, очень малая вероятность активных процессов в земной коре и в верхней мантии. В тектонически активных поясах с низкими значениями теплового потока ($0,8—1,2 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$) коррелируются отрицательные формы рельефа, большая мощность осадочного слоя, значительные отрицательные изостатические аномалии и градиенты вертикальных тектонических движений и т. д., а с высокими величинами теплового потока (более $1,5 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$) — положительные значения указанных характеристик. Тесная корреляция наблюдается также между величинами теплового потока и глубинами залегания слоя повышенной электропроводности в верхней мантии и кромок магнитовозмущающих масс — чем больше поток тепла, тем ближе к поверхности они находятся. По всей вероятности, природу поведения описанных геологических и геофизических параметров можно удовлетворительно объяснить различиями глубинных температур (через изменения плотности и вязкости глубинного вещества).

В заключение приведем величину среднего теплового потока для Земли, полученную на основании установленных закономерностей его распределения с учетом площадей геотермически различных тектонических областей. Она равна $1,18 \pm 10\% \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ с вероятностью 99% (оценка по критерию t -Стюдента). Средние потоки тепла для континентов и океанов практически не отличаются от этой цифры и равны соответственно $1,19$ и $1,17 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Общие потери Землей составляют $6,02 \cdot 10^{12} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Эта величина примерно в 20 раз превышает расход энергии в результате магматических, метаморфических и тектонических процессов.

Глава V

РЕЗУЛЬТАТЫ ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СССР

ГИДРОФИЗИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Вода является одним из самых распространенных в природе химических соединений. Она может входить в состав многих минералов и горных пород (кристаллизационная, цеолитная и конституционная), находится в прочной и рыхлой связи с частицами породы (гигроскопическая, пленочная), заполнять пустоты и поры (капиллярная и гравитационная), а также присутствовать в породах в виде пара и льда. При изменении интенсивных термодинамических параметров различные формы воды могут переходить одна в другую.

«Все природные воды,— отмечал В. И. Вернадский (1960, т. IV, кн. 2, стр. 592),— где бы они не находились, теснейшим образом связаны между собой и представляют единое целое». Общее количество всех видов вод литосферы составляет $0,73 \cdot 10^{24}$ г (2,56% по весу к породам). При этом значительная часть их, отвечающая гравитационным водам, заключена в верхней пяти-десятикилометровой толще земной коры, в основном в породах осадочного чехла и коре выветривания, и близка к $0,16 \cdot 10^{24}$ г.

Огромные массы свободной гравитационной воды, участвуя в общем кругообороте, перемещаются в земной коре, оказывая активное воздействие на различные геологические процессы. Подавляющее большинство всех химических реакций в литосфере идет с участием воды, которая выступает в них как непосредственный участник химических превращений и катализатор, а также растворитель и переносчик ионов и ионно-молекулярных соединений. В результате водной миграции химических элементов происходит их рассеяние или, наоборот, концентрация на определенных участках с образованием месторождений полезных ископаемых.

Воды литосферы в зависимости от их состояния (парообразное, жидкое, твердое) и подвижности (связанные, свободные) характеризуются определенными физическими свойствами. Так, прочно связанная или адсорбированная вода по своим свойствам отличается от обычной жидкой воды, приближаясь к твердому телу. Она имеет плотность около 2 г/см^3 , обладает очень высокой вязкостью, замерзает при температуре значительно ниже нуля (-78°) и т. д. У каждого вида воды свойства существенно меняются с увеличением (или уменьшением) температуры и давления. Вода с температурой выше точки кипения, но ниже критической представляет собой специфический растворитель, индивидуальные свойства которого заметно отличаются от свойств флюида, обладающего той же плотностью, но существующего при более высокой температуре. Разли-

чия свойств у разных форм воды и изменения этих свойств по мере роста (снижения) температуры и давления у одной и той же формы обусловлены особенностями структуры воды, меняющимися в разных термодинамических условиях.

Структура воды и водных растворов. Как известно, два атома водорода и атом кислорода связаны в молекуле H_2O так, что они образуют равнобедренный треугольник с ядром кислорода в его вершине. Длина сторон треугольника O—H составляет 0,9568 Å, а H—H— 1,54 Å. Каждая молекула воды окружена четырьмя другими ближайшими к ней, размещенными по вершинам тетраэдра. Эта структура обеспечивается водородными связями. При изучении структуры льда было установлено, что вблизи каждой молекулы существуют пустоты, размеры которых нередко превышают размеры самих молекул. В отличие от льда, в жидкой воде часть этих пустот занята свободными от структурных взаимосвязей молекулами.

С повышением температуры усиливается колебание молекул около временных положений равновесия, вследствие чего эффективный радиус молекул растет и водородные связи между ними нарушаются. Усиливаются также скачкообразные перемещения молекул воды (их трансляционное движение). Все это приводит к нарушению ближней упорядоченности расположения молекул, свойственной воде. По данным Хаггиса, Хастеда и Бахенена (Haggis, Hasted, Buchanan, 1952), при плавлении льда разрывается 9% водородных связей, при 100° — до 20,2%, при 200° — до 34,1%, при 300° — до 61,3%, а при 370° все молекулы становятся свободными. Другие исследователи (Nemethy, Scheraga, 1962) считают, что число порванных водородных связей при тех же температурах еще выше.

Аналогичный результат вызывает вначале и рост давления, поскольку и в этом случае происходит ломка ажурной структуры воды. При этом водородные связи нарушаются и молекулы заполняют пустоты. Разрушение структуры воды приводит к тому, что дальнейшее усиление давления будет препятствовать воздействию температуры и ослаблять трансляционное движение молекул воды. Это выражается, в частности, в увеличении вязкости воды с ростом давления (рис. 43). При очень высоких давлениях из отдельных молекул (с разорванными водородными связями) образуются димерные ассоциаты, и даже в надкритической области созда-

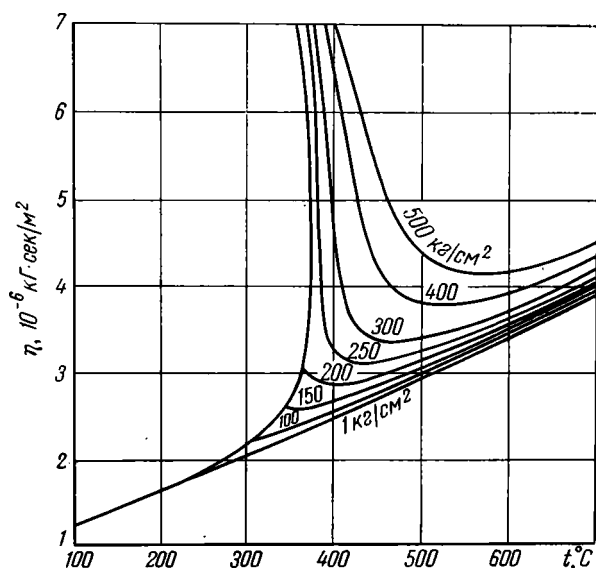


Рис. 43. Вязкость водяного пара в зависимости от температуры и давления (по И. Ф. Голубеву, 1959)

ется возможность существования ассоциаций, характерных не только для газа, но и для жидкости. Лишь при температуре выше 650° , независимо от величины давления, химически чистая вода может находиться исключительно в газообразном состоянии (Смит, 1954; Штернберг, 1962).

С изменением интенсивных параметров системы меняются физико-химические свойства существующих в ней растворов. Так, при давлении 400 кг/см^2 и температуре 10° вязкость воды составляет $130 \cdot 10^{-6} \text{ кг} \cdot \text{сек} \cdot \text{м}^{-2}$, а при том же давлении и температуре 370° она уменьшается до $7,76 \cdot 10^{-6} \text{ кг} \cdot \text{сек} \cdot \text{м}^{-2}$, т. е. почти в 17 раз. Следует иметь в виду, что вязкость растворов зависит также от количества растворенных солей. С ростом минерализации растворов от 1 до 30 г/л вязкость их возрастает по закону прямой линии, а при более высоких концентрациях — по параболической кривой. Зависит она и от состава растворов. Так, если в рассолах преобладают соли MgCl_2 и CaCl_2 , то вязкость нарастает быстрее, чем в рассолах, содержащих преимущественно NaCl , что, по-видимому, объясняется различным воздействием этих катионов на тепловое движение молекул воды.

В подземной гидросфере можно выделить несколько характерных термодинамических рубежей, разделяющих ее на зоны с различным структурным состоянием воды. Первой такой границей является точка замерзания воды. Ниже этой температуры вода находится в твердой фазе, ее молекулы образуют строго упорядоченную решетку, а их положение фиксируется связями. Вторая граничная точка — это точка кипения воды, когда около 20% водородных связей порвано, и при дальнейшем росте температуры вода будет вскипать при давлениях меньших, чем давление насыщенного пара. Третья точка — критическая температура, выше которой в воде все молекулы становятся свободными, и она переходит в газообразное состояние. Но в случае высоких давлений и в надкритических условиях возможно существование нестойких димерных молекулярных ассоциатов (из-за увеличения плотности флюида и усиления взаимодействия между молекулами). По своим свойствам вода в этом состоянии будет занимать промежуточное положение между жидкостью и газом. Лишь при температуре выше $650\text{—}700^{\circ}$, независимо от величины давления, вода будет находиться исключительно в газообразном состоянии. Поэтому температуру 700° можно считать четвертой граничной точкой.

Учитывая возможное фазовое состояние и структуру подземных растворов в зависимости от их минерализации и термодинамических условий, в земной коре можно выделить три гидрофизические зоны:

I — зона твердых вод (с температурой ниже точки замерзания);

II — зона жидких вод (в термодинамическом диапазоне от точки замерзания до точки кипения в пластовых условиях);

III — зона газообразных вод (с температурой выше точки кипения). В последней, учитывая изменение структуры воды при переходе вышеуказанных термодинамических рубежей, можно выделить подзоны: а) с температурой от точки кипения до критической; б) с температурой от критической до 700° ; в) с температурой выше 700° .

Глубина распространения этих зон в различных геотектонических областях неодинакова и зависит от конкретных значений температуры, давления и минерализации растворов, а также от состава последних.

Температура. Точные ее значения в земной коре известны лишь для самой верхней ее части по экспериментальным определениям в зональности, охарактеризуем диапазон их изменения в пределах земной коры.

Температура. Точные ее значения в земной коре известны лишь для самой верхней ее части по экспериментальным определениям в глубоких скважинах, из которых лишь немногие имеют глубины более 5 км. Максимальные температуры, зарегистрированные в них, обычно не превышают

200° (см. главу III). Тем не менее, на основании изучения общих закономерностей в распределении теплового поля возможен прогноз температур в более глубоких горизонтах. Как было показано выше, значения геотермического градиента, отражающие характер изменения температуры с глубиной, варьируют в широких пределах — от 7—15° С/км на древних щитах до 50—70° С/км в областях молодого вулканизма. Эти колебания происходят закономерно, в соответствии с различиями в возрасте тектогенеза, отражающимися в величине глубинного потока тепла, и особенностей теплопередачи в горных породах. На этих данных и основывается единственный общепринятый метод прямой экстраполяции геотермических данных в глубокие горизонты земной коры. Он заключается в послойном определении температур на границах раздела с учетом плотности теплового потока q , теплопроводности пород слоя как функции температуры и давления ($\lambda \sim f(T, P)$) и генерации тепла в слое. Расчетная формула, основанная на решении уравнения теплопроводности для однородной среды в стационарных условиях, имеет вид:

$$T = T_0 + q_0 \xi H - \frac{[q_\gamma \xi_0 - q_0 (\xi - \xi_0)] H^2}{2m} - \frac{q_\gamma (\xi - \xi_0) H^3}{3m^2},$$

где T — искомая температура на глубине H ; q_0 , ξ_0 , T_0 — тепловой поток, тепловое сопротивление и температура на поверхности слоя; q_γ — генерация тепла в слое; ξ — тепловое сопротивление в слое на глубине H ; m — мощность слоя.

Отличие данных, приводимых ниже, от предыдущих аналогичных оценок состоит в том, что при их вычислении использовались фактические значения глубинного теплового потока для различных тектонических зон (см. табл. 34) и конкретные разрезы земной коры по данным глубинного сейсмического зондирования (что позволяет точнее определить возможную генерацию радиогенного тепла в слоях и их теплопроводность). Кроме того, учитывались изменения теплопроводности с ростом температуры. Последние, полученные из экспериментов, вводились в расчет методом последовательных приближений. Расчеты глубинных температур, проведенные по типовым колонкам глубинного сейсмического зондирования в различных тектонических структурах СССР, выявили существенные температурные различия глубоких зон. Оказалось, что температуры на разделе Мохоровичича в зависимости от строения и мощности коры колеблются от 250 до 500° С в докембрийских структурах, от 400 до 700° в палеозойских и от 500 до 1000° в мезозойских. В областях альпийской и тихоокеанской складчатостей и областях кайнозойского эпиплатформенного орогенеза распределение температур сложнее. В соответствии с низкими тепловыми потоками в интенсивно прогибающихся структурах (краевых прогибах, внутренних впадинах, желобах и др.) относительно низкими получаются и температуры на разделе Мохоровичича — порядка 300—600° (в зависимости от конкретного типа структур и строения коры). В соответствии с высокими тепловыми потоками в интенсивно воздымающихся областях (мегаантиклинориях зоны альпийской складчатости, геосинклинальных поднятиях островных дуг и т. п.) и в областях кайнозойского вулканизма на разделе Мохоровичича ожидаются высокие температуры — по расчетам от 700 до 1000° и выше. Анализ возможных интервалов колебаний теплопроводности глубоких слоев коры и генерации тепла в них позволяет оценить точность полученных конкретных цифр в $\pm 25\%$ их расчетной величины.

Зависимость глубины температур в коре от ее геолого-тектонического строения наглядно показана на схеме (рис. 44).

Полученное распределение температур в коре и прилегающих частях верхней мантии было сопоставлено с другими геофизическими данными, позволяющими косвенно судить о степени разогрева недр (в частности,

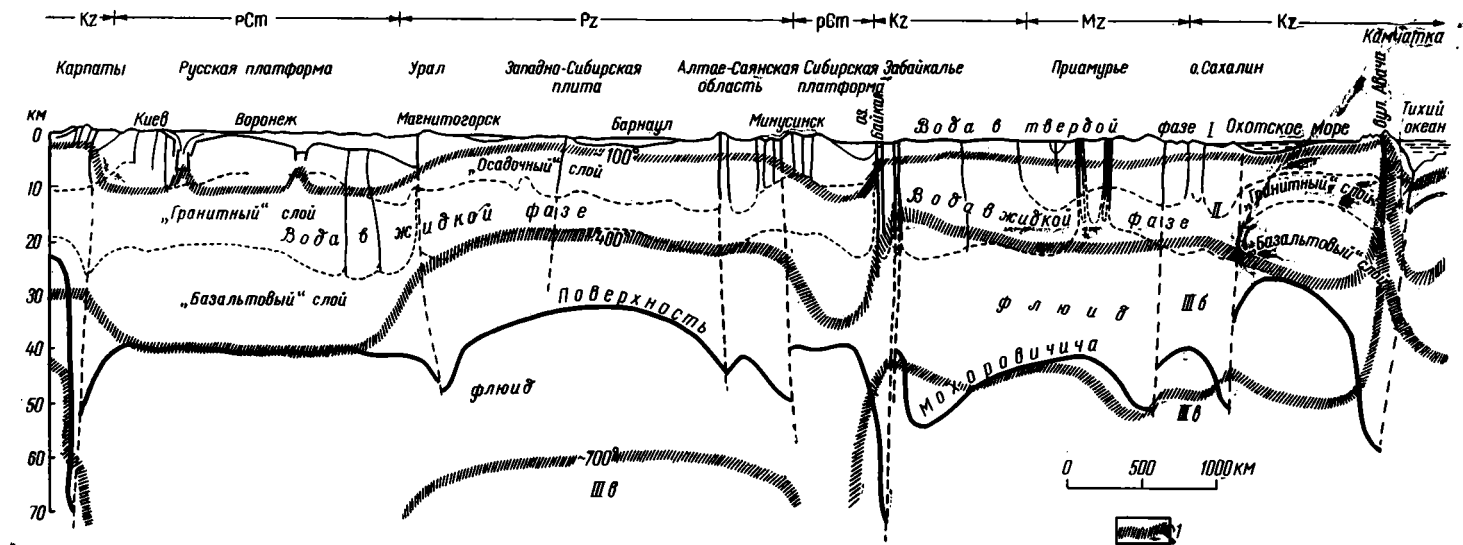


Рис. 44. Схема гидрофизической зональности

I — зона твердых вод; II — зона жидких вод; III — зона газообразных вод: а — с температурой от точки кипения до критической, б — с температурой от критической до 700°С, в — с температурой выше 700°С; 1 — изотерма 100°, проходящая внутри зоны жидких вод, характеризует их тепловой потенциал на разных глубинах

с глубинами залегания кромок магнитных масс, слоя повышенной электропроводности и астеносферного слоя, а также с подкоровыми аномалиями плотности). Проведенное сопоставление показало хорошее согласие между всеми этими параметрами. Таким образом, в условиях нормального геотермического фона на границе континентальной коры и мантии, в среднем на глубинах от 30 до 40 км, температуры оказываются резко различными — от 250 до 1100° и выше. На участках локальных термоаномалий — в зонах гидротермальной разгрузки или вблизи локальных вулканических очагов — очень высокие температуры (до 1200°) могут наблюдаться и на сравнительно небольших глубинах — порядка нескольких километров и даже сотен и десятков метров.

Давление. Увеличение давления горных пород с ростом глубины происходит пропорционально мощности толщ и их объемному весу. Обычно для осадочного слоя принимают плотность 2,4—2,5 г/см³, для «гранитного» — 2,7 г/см³, а для «базальтового» слоя — 2,9 г/см³. Давление нагрузки, возникающее под влиянием веса перекрывающих пород, становится на глубинах свыше 5 км всесторонним. В пределах земной коры оно изменяется от единицы до нескольких тысяч атмосфер, достигая на глубине 30 км около 9000 кг/см², а на глубине 70 км около 20 000 кг/см².

Давление воды может быть как меньше, так и больше литостатического (горного) давления. Свободные воды, участвующие в подземном стоке, испытывают гидростатическое давление, которое в большинстве случаев (хотя и не всегда) в 2—3 раза меньше давления нагрузки горных пород. Давление же воды, изолированной в замкнутых пустотах внутри пород, будет примерно равно горному давлению, а вблизи высоконагретых тепловых очагов может значительно его превысить. В последнем случае часть воды из закрытых пор диффундирует, и между давлением воды и вмещающими породами опять устанавливается равновесие. По данным Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961) и других исследователей, на глубине в несколько километров давление воды будет приблизительно равно всестороннему давлению нагрузки вышележащей толщи пород.

Распространение гидрофизических зон. Рассмотрим распределение гидрофизических зон по глубине с учетом реальных термодинамических условий в разных геотектонических областях и химического состава подзаемных растворов.

I гидрофизическая зона — «зона твердой воды» — ограничена геоизотермой, соответствующей температуре фазового перехода вода — лед при существующих в земной коре давлении и минерализации природных растворов. Глубина ее залегания практически не зависит от величины глубинного теплового потока, коррелирующей с возрастом или стадией тектонического процесса в разных участках земной коры и определяющей значение глубинных температур. Она обусловлена главным образом климатическими условиями и в соответствии с ними изменяется от 0 до примерно 1 км.

На севере, в области глубокого векового промерзания пород и вод, «зона твердой воды» постоянна и мощна, а к южным широтам она постепенно выклинивается и переходит в зону неглубокого сезонного промерзания почв и грунтов. Граница распространения многолетней мерзлоты перемещалась соответственно изменению климатических условий. В настоящее время широкая полоса многолетней мерзлоты охватывает северные районы континентов Евразии и Америки (южная ее граница достигает параллели 45°), а также Антарктиду.

Граница устойчивости твердой фазы непостоянна и колеблется около изотермы 0°, отклоняясь от нее в зависимости от минерализации подземных растворов и величины давления. Экспериментально установлено, что при давлении 1 атм раствор NaCl с концентрацией 301 г/кг воды имеет точку замерзания — 21,2°, а раствор CaCl₂ (той же концентрации) за-

мерзает при $-25,7^{\circ}$ (Гороновский, Назаренко, Некряч, 1962). Точка плавления чистого льда при атмосферном давлении равна, как известно, 0° , при сжатии льда под давлением 264 атм она составляет -2° , а при 536 атм -4° . Если бы лед мог выдержать сжатие до 1340 атм, то она составила бы -10° .

Фактически температуры в пределах этой гидрофизической зоны колеблются от 0 до -15° , а давление — от 1 до 250 атм. Поэтому среди мерзлых толщ могут существовать и холодные (с отрицательной температурой) жидкие рассолы. По мнению некоторых исследователей, сама мерзлота обязана своим происхождением внедрению из холодных районов таких низкотемпературных рассолов.

При замерзании этих рассолов происходит «высаливание» из льда ионов Cl, Na и др. В последние годы было установлено, что и в твердой фазе воды возможно протекание различных реакций, причем многие важные биохимические процессы во льду даже ускоряются.

Следует заметить, что подобные рассолы, строго говоря, должны быть по физическому состоянию отнесены ко II гидрофизической зоне. Известно также, что и пар, т. е. форма воды, отвечающая III зоне (подзона IIIa), тоже может присутствовать здесь в незначительных количествах, образуясь в результате испарения с поверхности льда. Таким образом, внутри области, ограниченной геоизотермой 0° , могут одновременно отмечаться все три фазовых состояния воды, но преобладать будет твердая.

II гидрофизическая зона — «зона жидкой воды» — ограничена геоизотермами, отвечающими условиям фазовых переходов лед — вода и вода — пар для природных растворов. Температуры в ней колеблются от точки замерзания до точки кипения (практически до критической температуры), а давление — от 1 до 8—9 тыс. атм. Эта зона охватывает почти всю литосферу. Она начинается в самых верхних слоях земной коры (ниже зоны аэрации) и распространяется в зависимости от тектонического строения тех или иных участков земной коры на различную глубину.

Температура кипения воды возрастает по мере увеличения давления от 100° в условиях земной поверхности на уровне моря до 374° (критическая точка чистой воды). Если давление меньше 1 атм, то точка кипения маломинерализованных вод может быть меньше 100° . Например, во многих камчатских кипящих источниках она составляет $97-99^{\circ}$, соответствуя атмосферному давлению на уровне их выхода на поверхность Земли. Рост минерализации природных растворов также увеличивает температуру их кипения и критическую температуру. Так, температура кипения при 1 атм насыщенного раствора хлористого натрия (407 г NaCl на 1 кг воды) равна $108,8^{\circ}$ (Гороновский, Назаренко, Некряч, 1962). Изучение в надкритических условиях той же системы с концентрацией NaCl 0,5% вес. показало, что в этом случае критическая температура поднимается до 390° , а при концентрации NaCl 10% вес. — до 440° (Мори, 1960). Следует заметить, что в системах, содержащих летучие компоненты, имеются две точки кипения, причем меньшая температура отвечает выделению растворенных летучих (Фокеев, 1964—1965).

Из-за высокого давления и минерализации вода в земной коре практически никогда не вскипает, пока ее температура ниже критической. Лишь на отдельных термически аномальных участках (вулканические аппараты, зоны разгрузки восходящих терм) или в случае искусственного снижения давления (вскрытие водоносных горизонтов скважинами) она может вскипать недалеко от поверхности Земли.

Эти пары, как и пары зоны аэрации, представляют собой форму, отвечающую иной — III гидрофизической зоне (а именно ее подзоне IIIa — с температурами ниже критической). Таким образом, и изотерма критической температуры не всегда является границей гидрофизических зон подобно тому, как это отмечалось выше для изотермы точки замерзания.

В региональном плане положение границы раздела жидкой и газообразной фаз подземных вод определяется конкретным соотношением факторов, лимитирующих возможность данного фазового перехода. Важнейшим из них оказывается значение температуры, поскольку рост с глубиной давления и минерализации в разных районах происходит приблизительно одинаково.

В областях докембрийской складчатости изотерма 100° лежит на глубине 4—5 км в пределах плит и около 10 км в пределах щитов. Во всем вертикальном разрезе этих областей гидростатическое давление значительно превосходит давление насыщенного пара при температурах тех же глубин. Даже на раздэле Мохоровичича температура в этих регионах никогда не превышает критическую для растворов возможной минерализации, подземные воды здесь повсюду находятся в жидкой фазе.

В областях палеозойской и мезозойской складчатости фазовые переходы при температурах ниже критической также исключены. Изотерма $+100^{\circ}$ залегает здесь на глубинах не менее 1,5—2,0 км, а обычно — более. Но температура 374° может быть встречена уже в пределах земной коры — на глубинах 20—25 км в областях палеозойской складчатости и на глубинах 15—20 км в мезозойских. Поэтому здесь мощность II гидрофизической зоны может быть меньше мощности земной коры.

В областях кайнозойской тектонической активности мощность II гидрофизической зоны, определяющаяся глубиной залегания критической температуры, меняется в широких пределах. В краевых прогибах и внутренних впадинах она достигает максимума — 25—30 км. В горноскладчатых сооружениях миогеосинклинальных зон она имеет промежуточные значения — около 15 км, а в эвгеосинклинальных зонах снижается до 10 км и менее (в районах активного вулканизма). В отличие от более древних, в этих областях местами реализуются условия для перехода жидких вод в газообразное состояние при температурах ниже критической (кипящие источники, гейзеры, паровые струи); такие участки отмечают гидрофизической подзоне IIIa.

В пределах II гидрофизической зоны подземные воды так или иначе перемещаются, участвуя в общем круговороте природных вод. С глубиной активность этого участия уменьшается. В верхних горизонтах литосферы происходит расслоение гидросферы на зоны с различной интенсивностью водообмена. Распределение подземного стока определяется здесь базисами дренирования — уровнем океана и эрозионными врезами в пределах суши (Макаренко, 19486).

III гидрофизическая зона — «зона газообразной воды» — может быть встречена как в самых верхних, так и в самых нижних слоях земной коры. Насыщенный водяной пар, содержащийся в зоне аэрации, и паровые струи вулканических районов представляют подзону IIIa (с температурами ниже критической). В глубинных частях палеозойских и мезозойских структур, как уже отмечалось, распространены пары подзоны IIIб (с температурами от критической до 700°), а в кайнозойских, по видимому, и пары подзоны IIIв (с температурой выше 700°).

Глубины регионального распространения паров нижних подзон указывались выше, при описании II зоны. Наиболее интересны и сложны в этом отношении районы активной вулканической и гидротермальной деятельности, приуроченные к кайнозойским эвгеосинклиналям. На отдельных локальных участках таких районов — в «термических окнах» — II гидрофизическая зона полностью выклинивается, и «столб» паров III зоны пронизывает земную кору снизу доверху. Но большей частью на участках термических аномалий существует и зона жидкой воды незначительной мощности из-за высокого положения верхней границы III зоны (подзоны IIIб). Пары подзоны IIIб, конденсируясь в выпележащих водоносных горизонтах, формируют высокотемпературные водонапорные системы

(современные гидротермальные системы). При разгрузке таких систем, когда их воды попадают в область давлений, меньших, чем давление насыщенного пара при данной температуре, может снова произойти вскипание. Отделяющийся при этом пар (относящийся уже к подзоне IIIa) может в некоторых случаях снова сконденсироваться в водоносных горизонтах более высоких частей разреза и нагреть их и т. д. Наиболее благоприятные условия для такого вторичного вскипания гидротерм, как указывает В. В. Аверьев (1961), создаются под эрозионными врезами, где давление в водонапорных системах понижается.

С увеличением температуры и давления происходит переход в свободное состояние связанных вод. Экспериментальные исследования, проведенные Д. К. Семененко и И. А. Турчаниновым (1957), показали, что по мере нагревания образцов глины «синика» до 120° происходит испарение пигроскопической влаги. При дальнейшем нагреве минералы, составляющие глину, начинают терять свою кристаллизационную воду, а при температуре $400-500^{\circ}$ из глинистого вещества уходит и конституционная вода. Поэтому в глубинных частях литосферы все многообразие видов воды сводится, по-видимому, лишь к конституционным и свободным газообразным водам, а в подкоровых пространствах — к свободным, уплотненным до степени жидкой фазы и сильнее флюидам. Эту фазово-агрегатную зональность вод в виде проникающих одна другую в земную кору и ниже «водных оболочек» ранее рассмотрел Ф. А. Макаренко (1958, 1966).

СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ

Распределение теплового потока в самой верхней части земной коры, как было показано выше, таково, что более 99% ее поверхности занимают «нормальные» участки, на которых тепловой поток близок к среднему значению для Земли ($1,18 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$), отклоняясь от него не более чем в 2 раза. В области современного вулканизма встречаются районы, где тепловой поток в 50—100 раз превышает средние показатели. Это ярко выраженные термоаномалии в земной коре, в пределах которых кондуктивный механизм теплопередачи не может обеспечить наблюдаемую интенсивность теплопотерь. На таких участках и отдача глубинного тепла через поверхность Земли, и приток его из недр осуществляются в основном посредством теплопереноса. В приповерхностных условиях главным агентом в этом процессе выступает вода или водяной пар, а в глубинной обстановке — восходящий поток горячего водного флюида. Такие термоаномалии, приуроченные к определенным геологическим структурам, характеризующимся разнообразной современной гидротермальной деятельностью, вызванной аномальной плотностью теплового потока и переносом тепла текучим теплоносителем, получили название гидротермальных систем. Верхние их части находятся в условиях водонапорного режима конкретных гидрогеологических структур, особенности которых во многом определяют распространение и состояние теплоносителя и форму поверхностных термопроявлений, а также ресурсы и технику эксплуатации месторождений гидротерм. В этом отношении они тракуются как высокотемпературные водонапорные системы (Аверьев, 1961; Сугробов, 1964; «Паужетские горячие воды на Камчатке», 1965) или как резервуары горячей воды и нагретых пород, характеризующиеся разгрузкой воды и пара на поверхности (McNitt, 1965; Elder, 1965; Banwell, 1957; White 1957).

С геотермических позиций гидротермальные системы области современного вулканизма следует рассматривать как проводники глубинного тепла к поверхности, в которых высоконагретый флюид (вода, пар) выступает в качестве теплоносителя (Аверьев, 1966; Banwell, 1957;

White, 1957). Связанные с крупными термоэнергетическими аномалиями нижних горизонтов земной коры, они в этом отношении подобны вулканам, отличаясь от последних физическими свойствами теплоносителя и интенсивностью выноса тепла.

Гидрогеологические условия

Геологическая структура. Современная гидротермальная деятельность, если не относить к ней выделение пара вулканами в межпароксизмальную стадию активности, в основном связана с явлениями кислого вулканизма. Наиболее мощные гидротермальные системы Новой Зеландии, США, СССР расположены в районах, характеризующихся широким развитием пемз, игнимбритов, экструзий дацитов и риолитов. Обычно они приурочены к вулcano-тектоническим депрессиям или обширным кальдерам — крупным кольцевым структурам. Так, новозеландские системы Вайракей, Вайотапу, Каверу расположены в вулcano-тектонической депрессии зоны Таупо (Nealy, 1961), Паужетская система на Камчатке — в структурном трого бассейна р. Озерной (Аверьев, Святловский, 1961) и т. д. Образование таких депрессий было связано с выбросом больших объемов пемз и игнимбритов, продукты размыва которых отлагались в понижениях, часто занятых водоемами. Как следствие, в отдельных частях таких структур сформировались мощные толщи, состоящие из чередующихся слоев пирокластики и мелкозернистых туфогенных осадков.

Собственно термальные участки приурочены к внутридепрессийным локальным структурным поднятиям, которые ограничиваются крутопадающими разломами и иногда представляют собой сложные горсты. Хороший пример в этом отношении представляет собой система Вайракей (рис. 45). Такая же картина наблюдается и в Паужетской системе, где термальные поля приурочены к блоковой вулcano-тектонической структуре Камбального хребта (Аверьев, 1961), в японской системе Оникабе (Nakamura, Sumz, 1961) и др. Системы Каза-Дибло и Ниландская в США расположены тоже в вулканической зоне, но заключены в невулканических осадочных породах, залегающих в структурах типа грабенов, осложненных внутренними поднятиями. Термальные поля систем Лардерелло в Италии и Калифорнийских Гейзеров приурочены к локальным горстам в мезокайнозойских осадочных породах зоны альпийской тектонической активности и находятся вне области активного вулканизма, но влияние последнего ощутимо и здесь — в частности, четвертичные эффузивы и останцы потухших вулканов отмечаются всего в 25—30 км от выходов парогидротерм Лардерелло (Влодавец, 1959).

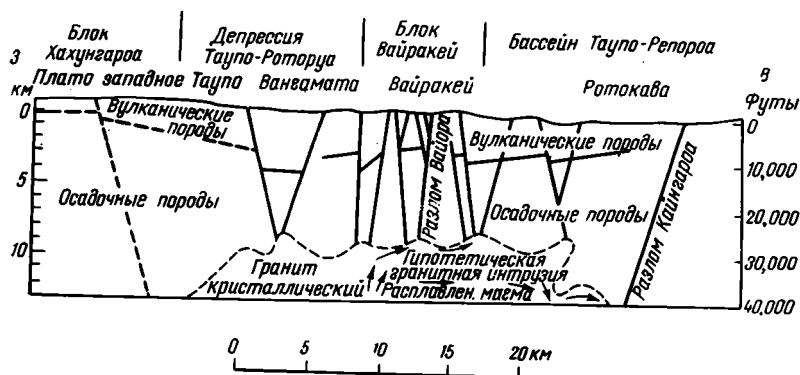


Рис. 45. Геологический разрез района Вайракей (по Grindley, 1961)

Важнейшей особенностью геологического строения районов развития гидротермальных систем является присутствие в верхней части разреза плотных непроницаемых пород, которые перекрывают нижележащие проницаемые и слабопроницаемые отложения или чередующиеся проницаемые и непроницаемые слои (Fasca, Tonani, 1961, 1962). Такой характер геологического разреза особенно типичен для вулканотектонических депрессий. Так, в районе системы Вайракей (рис. 52) непроницаемые агиллиты (слои Хука) мощностью 65—150 м перекрывают менее плотные проницаемые пемзовые брекчии (пласт Вайора), служащие вместилищем гидротерм (Studt, 1958). Аналогичный разрез пород описан Ф. Штудтом для района Вайотапу (Studt, 1963). Двучленное строение туфовой толщи характерно и для Паужетской гидротермальной системы, причем плотные алевропелитовые туфы перекрывают относительно проницаемые обводненные псефитовые туфы. По данным В. В. Аверьева и В. И. Кононова (Кононов, 1965), и в Долине Гейзеров на Камчатке плотные пепловые туфы лежат на проницаемых псефитовых туфах. Подобный же разрез (рис. 46) установлен В. В. Аверьевым и Г. Е. Богоявленской в районе гидротермальной системы Большого Семячика (Аверьев, Вакин, 1966).

Гидродинамическая обстановка. Гидрогеологические структуры, в пределах которых отмечаются проявления термальной активности, имеют небольшие размеры, что обусловлено достаточно четким тектоническим их ограничением или локальным распространением водовмещающих литологических комплексов. В гидродинамическом отношении эти структуры представляют собой в большинстве случаев водонапорные системы малых артезианских бассейнов и артезианских склонов. В этих системах высокотемпературные воды находятся в жидком состоянии вследствие большого гидростатического давления. По характеру циркуляции они относятся к порово-пластовому и трещинно-пластовому типам напорных (артезианских) вод, реже — к трещинно-жильному; обводненные породы обладают трещинной или поровой проницаемостью, а перекрывающие и подстилающие породы являются слабопроницаемыми и играют роль водоупоров.

В границах конкретных гидрогеологических структур высоконагретые воды образуют локальные потоки. Пьезометрические уровни их, как показывают материалы бурения на таких объектах в Новой Зеландии и СССР (Паужетка), согласуются с положением статических уровней холодных напорных вод, изменяющихся по площади в соответствии с геоморфологической обстановкой. Так, в Вайракее абсолютные отметки их снижаются к долине р. Вайкато, где происходит разгрузка высоконагретых вод (Studt, 1958), а в Вайотапу падение отметок наблюдается с севера на юг, в направлении уклона земной поверхности (Studt, 1963). На Паужетском термальном поле абсолютные отметки статических уровней в скважинах, заложенных в толще туфов, закономерно меняются в соответствии с рельефом. Они уменьшаются с юго-востока на северо-запад к долине р. Паужетки и по ее падению. Статические уровни в скважинах, имеющих приблизительно одинаковые гипсометрические отметки устьев, устанавливаются почти на равных высотах независимо от степени трещиноватости водоносных пород, что свидетельствует о гидравлической связи обводненных трещин и пор туфовой толщи и позволяет говорить о существовании напорного потока гидротерм (Сутробов, 1964), разгружающегося в долине р. Паужетки в виде кипящих источников, гейзеров и паровых струй.

Положение пьезометрического уровня высоконагретых подземных вод определяется не только пластовым давлением, но и температурой воды, так как горячие воды имеют меньший объемный вес, чем холодные. В связи с этим Ф. Штудт (Studt, 1958) ввел понятие о «термоартезианском давлении» и первоначально считал даже, что водоносный пласт в Вайракее

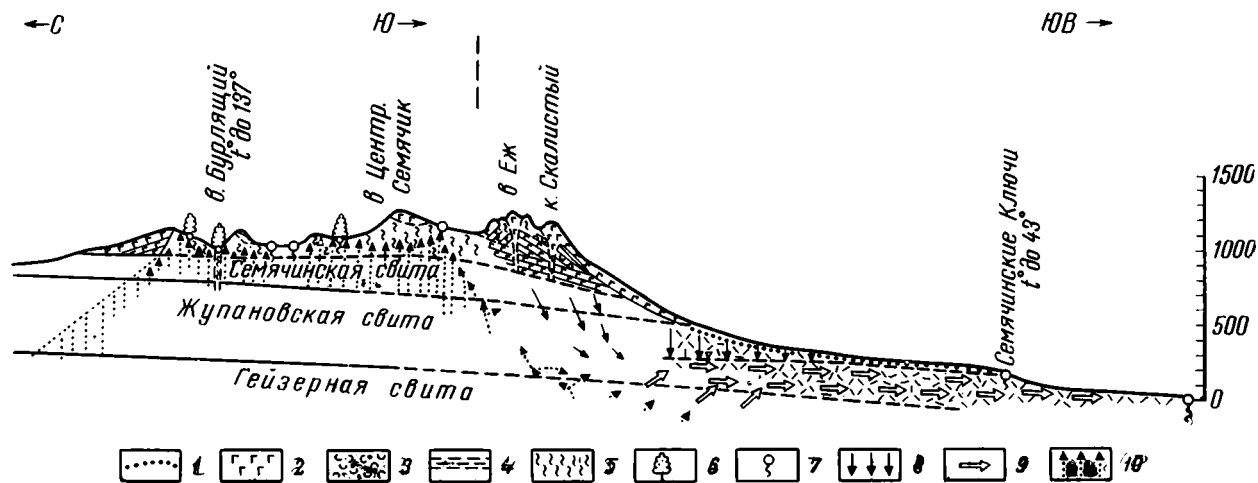


Рис. 46. Схематический геологический разрез через массив Большой Семячик (по В. В. Аверьеву и Г. Е. Богоявленской, 1966 г.)

1 — рыхлые вулканические отложения последних извержений; 2 — базальты и андезито-базальты, 3 — туфы основного состава; 4 — алевропелитовые туфы; 5 — гидротермально-измененные породы; 6 — сольфатарные поля; 7 — термальные источники; 8 — инфильтрационные воды; 9 — термальные воды; 10 — эндогенный пар

не является напорным в обычном смысле. Дальнейшие исследования в Новой Зеландии, на Камчатке и других районах показали, что высоко-температурные и холодные подземные воды гидравлически связаны между собой, и пластовое давление в гидротермальной системе определяется пластовым давлением, существующим в гидрогеологической структуре, в рамках которой она возникает. Это подтвердилось в процессе эксплуатации месторождений парогидротерм, когда при создании депрессионной воронки наблюдался подсос холодной воды в геотермальные скважины.

Поток гидротерм в водонапорной системе холодных вод, очевидно, играет роль своеобразной дрены, которая возникает благодаря большей скорости фильтрации нагретых вод по сравнению с холодными (в 5—10 раз), что связано с понижением вязкости при высокой температуре. В связи с этим к потоку гидротерм подтягиваются холодные инфильтрационные воды, и на сравнительно ограниченной площади могут формироваться значительные ресурсы гидротерм. Вследствие уменьшения вязкости горячие воды могут интенсивно передвигаться в породах, слабо проницаемых для холодных вод.

Влияние высокой температуры на характер движения гидротерм наиболее ярко выражено в очагах их разгрузки, которая интенсифицируется за счет дополнительного «термоартезианского» напора. Там, где пьезометрические уровни располагаются ниже поверхности, разгрузка гидротерм осуществляется путем пароотделения — вследствие вскипания воды при снижении гидростатического давления в этой области. Кроме того, вскипание гидротерм приводит к самопроизвольной откачке воды паром. В последнем случае тепловая энергия гидротерм частично преобразуется в механическую энергию поднимающейся паровой смеси в канале источника, гейзера или скважины. Гидравлический эффект откачки воды паром — «парлифт» — рассмотрен В. В. Аверьевым (1960).

Температура и химический состав высоконагретых напорных вод закономерно изменяются на площади распространения потока. Температура уменьшается вдоль по потоку и к его границам вследствие смешения с окружающими обычными подземными водами. В толще пород, перекрывающих водоносный комплекс, температура интенсивно нарастает (температурный градиент изменяется от 0,6 до 2,8°С/м), а в обводненных породах не меняется или несколько увеличивается с глубиной. Изменение содержания характерных компонентов химического состава гидротерм подобно изменению температуры, причем наиболее горячим зонам соответствуют зоны максимальных концентраций. Это было выявлено на Паужетке (рис. 47, 48), Вайракее и других объектах. А. Эллис и Г. Уилсон (Ellis, Wilson, 1960) полагают, что в Вайракее зоны с повышенными концентрациями ряда компонентов указывают на наличие трещин, питающих вышележащий проницаемый пласт.

Кроме термальных полей, связанных с закрытыми водонапорными гидротермальными системами, встречаются проявления гидротермальной активности, приуроченные к непроницаемым породам, которые пересечены относительно изолированными трещинами. Поднимающийся глубинный пар не встречает по пути мощных горизонтов относительно холодных вод, и поэтому в верхах разреза возможно скопление сухого или даже слегка перегретого пара. Примером такой системы может служить район Калифорнийских Гейзеров в США. По данным Дж. Макнитта (McNitt, 1963), пробуренные там скважины получают слабо перегретый пар из круто падающей сбросовой зоны в плотной непроницаемой толще граубакк. Площадь этого термального участка в сравнении с термальными полями систем, характеризующихся развитием пород с поровой и порово-трещинной проницаемостью, весьма мала и не превышает 0,1 км².

На итальянском месторождении Лардерелло скважины, как известно, выводят на поверхность перегретый пар, несмотря на то, что данный

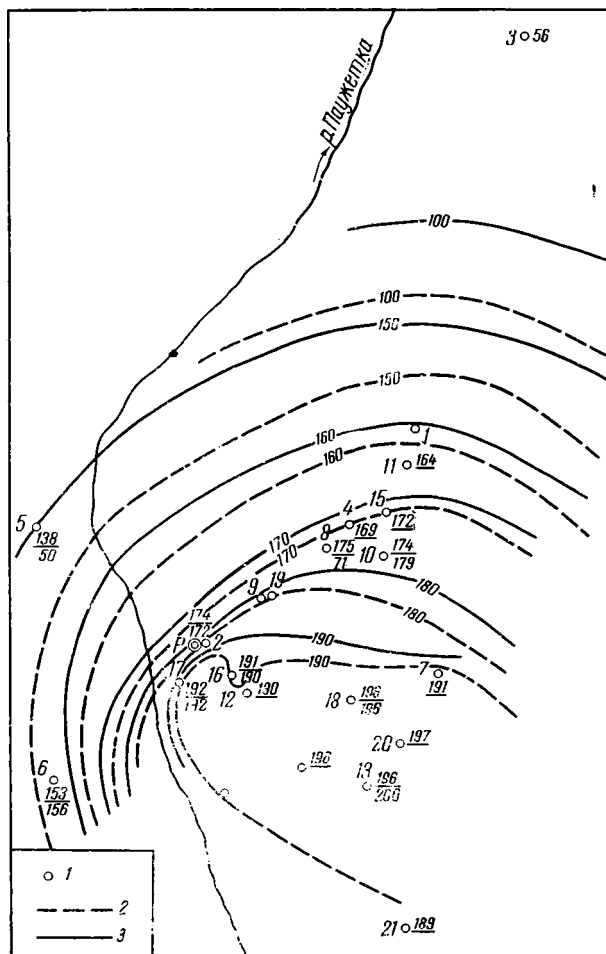


Рис. 47. Карта геоизотерм Паужетского месторождения (по В. М. Сугробову и Н. Г. Сугробовой, 1965 г.)

1 — скважины (слева — номер скважины, справа — в числителе температура на отметке 500 м, в знаменателе — на отметке 400 м); 2 — изотермы на отметке 500 м; 3 — изотермы на отметке 400 м

район сложен хорошо проницаемыми известняками и доломитами, пересеченными трещинами. Возможность аккумуляции пара в этих условиях определяется наличием водонепроницаемой покрывки из сланцеватых глин, надежно предохраняющих коллектора пара от внедрения атмосферных и холодных подземных вод. Закрытый характер этой структуры — «паротермальной» системы — как и у аналогичных гидротермальных систем, обуславливает большую площадь¹ термальных полей, очевидно, превышающую площадь очагов нагрева.

В циркуляции высокотермальных вод и пара большую роль играют тектонические нарушения и трещины. В верхних частях гидротермальных систем, очевидно, их значение ограничивается повышением проницаемости водовмещающих пород. Это особенно свойственно высокотемпературным водонапорным системам с пластово-трещинной циркуляцией подзем-

¹ Общая площадь восьми отдельных полей системы Лардерелло равна 40 км², а площадь всей системы — 150 км² (McNitt, 1965).

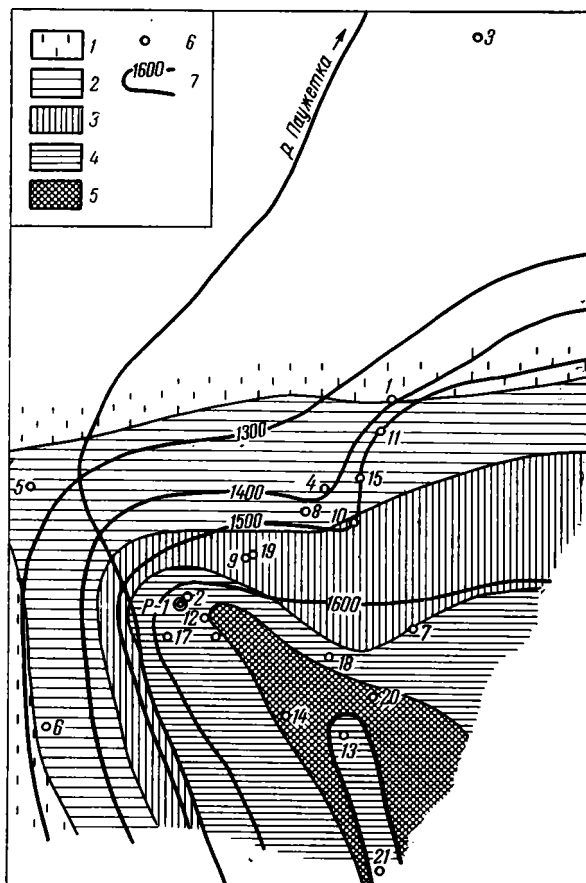


Рис. 48. Схема изменения концентрации хлора и калия в термальных водах (по В. М. Сугробову, 1964 г.)

Зоны распространения термальных вод с содержанием калия:

- 1 — менее 40 мг/л, 2—40—60 мг/л, 3—60—80 мг/л, 4—80—100 мг/л,
5 — скважина и ее номер, 7 — изолинии концентрации хлора в мг/л

ных вод типа Вайракея. Участки трещинных зон в этом случае не отличаются от остальной площади систем температурой и химическим составом парогидротерм. Однако производительность скважин, заложенных в зонах трещин, значительно выше, чем у скважин, пробуренных вне этих зон. Тектонические нарушения, пересекающие обычно и верхнюю водоупорную толщу, в общем случае контролируют и расположение естественных выходов воды и пара. В период эксплуатации месторождения Вайракей трещинные зоны явились зонами внедрения холодных вод (Studt, 1958).

Вместе с тем в настоящее время имеются факты, свидетельствующие о том, что основные тектонические нарушения типа сбросов не только увеличивают общую проницаемость структур, но являются термовыводящими каналами, которые проводят глубинный пар в верхние части гидротермальных систем. Так, в Вайотапу (Новая Зеландия) в скважине глубиной 1000 м: измеренная температура по всему стволу была близка к точке кипения при соответствующем давлении, что объясняется Ф. Штудтом (Studt, 1963) близостью скважины к такому каналу. В Лардерелло трещины, выводящие перегретый пар с теплосодержанием до 670 ккал/кг, возможно, также являются каналами глубокого заложения.

ния. В Вайракее и Каверау основные питающие трещины устанавливаются по повышенному содержанию некоторых характерных химических компонентов, например калия и рубидия (Ellis, Wilson, 1960; Machon, 1963).

В целом вопрос о термовыводящих питающих трещинах, их роли в формировании и пространственном положении гидротермальных систем почти не изучен из-за малой глубины бурения в геотермальных районах.

Поверхностные проявления гидротермальной активности

Характер этих проявлений — результат разгрузки гидротермальных систем — определяется геолого-гидродинамической обстановкой конкретных участков.

В очагах разгрузки гидротермальных систем их воды и пары получают доступ на поверхность Земли. В наиболее распространенных системах закрытого типа (в верхней части которых имеется водопроницаемый пласт, перекрытый водоупорной толщей) такие участки приурочены к местам либо полного отсутствия верхней водоупорной крышки (в результате ее выклинивания или уничтожения эрозионными врезами), либо локального дробления ее тектонической трещиноватостью. Поэтому здесь разрез систем от самого верха характеризуется достаточной проницаемостью. В таких случаях формы поверхностных термопроявлений зависят от положения пьезометрического уровня.

Там, где пьезометрический уровень высокотемпературных вод находится выше уровня Земли, наблюдаются главным образом горячие или кипящие источники, гейзеры, паровые струи и участки прогретой ими почвы. Там, где пьезометрический уровень лежит под поверхностью, отмечаются только выходы пара в виде отдельных струй или рассредоточенного парения (участки парящей земли). Такой пар, как правило, является «вторичным», и его температура соответствует точке насыщения при данном атмосферном давлении. Обычно участки с выходами пара приурочены к возвышенностям микрорельефа. Если пар, выделявшийся с поверхности подземных вод, выходит в понижения, заполненные поверхностными водами, образуются кипящие или грязевые котлы и озёрки, с поверхности которых непрерывно отделяется пар. Как правило, они характеризуются почти полным отсутствием стока.

Поверхностные проявления такого типа детально исследованы в Новой Зеландии (Вайракей, Вайотану, Каверау), на Камчатке (Долина Гейзеров, Паужетка, Узон) и в других местах.

В гидротермальных системах типа Калифорнийских Гейзеров, сложенных на всю изученную глубину породами, характеризующимися только трещинной проницаемостью, поверхностные термопроявления представляют собой главным образом паровые струи, горячие и кипящие котлы. Последние часто имеют вид источников. Однако они связаны с разгрузкой не высокотемпературного водоносного комплекса, а формируются за счет внедрения парагазовых струй в поверхностные или грунтовые воды. Эти проявления подобны термопроявлениям систем закрытого типа, образующимся на участках низкого положения пьезометрической поверхности. Их воды имеют химический состав, резко отличный от состава глубинных вод.

Наконец, еще одним специфическим видом проявления гидротермальной активности являются так называемые гидротермальные извержения (фреатические взрывы различного масштаба), которые образуют взрывные воронки и кратеры разрушения в водонепроницаемой крышке (Lloyd, 1959).

Режим поверхностных термопроявлений служит важным индикатором динамического состояния гидротермальных систем. К сожалению, до не-

давнего времени с этой точки зрения изучались лишь кипящие источники и гейзеры и не рассматривались другие формы термальной активности — парящие и прогретые земли, участки гидротермального метаморфизма пород и т. п.

Малочисленные многолетние систематические наблюдения свидетельствуют, что в естественных условиях характер поверхностных термопроявлений незначительно изменяется во времени.

Например, на Паужетском термальном поле систематические наблюдения над самым крупным кипящим источником — Парящим-I, проведенные в течение 5 лет, и эпизодические наблюдения за 25-летний период показали стабильность дебита и химического состава гидротерм.

Иная картина наблюдается в период эксплуатации геотермальных месторождений, когда под влиянием интенсивного отбора воды происходит значительное снижение пьезометрического уровня и, следовательно, уменьшение гидростатического давления. Снижение гидростатического давления приводит к различным результатам в изменении поверхностных термопроявлений. На участках разгрузки воды наблюдается уменьшение дебита кипящих источников и гейзеров и изменение их состава и температуры.

Уменьшение дебитов и температуры кипящих источников в период эксплуатации связывается многими исследователями с уменьшением масштабов гидротермальной деятельности. Например, Г. Е. К. Томпсон (1965) на основании изменения активности источников в Вайракее и содержания хлора в их воде приходит к такому выводу, хотя и отмечает, что на других участках термальная деятельность за период наблюдений заметно активизировалась. Но опыт эксплуатации Паужетской гидротермальной системы показал, что наблюдающееся уменьшение дебитов кипящих источников связано со снижением пьезометрической поверхности. Это вполне закономерное явление, отражающее гидравлическое взаимодействие скважин и кипящих источников и подтверждающее, что режим последних тесно связан с динамическим состоянием водонапорной системы.

В период значительного снижения пьезометрического уровня при опытной эксплуатации Паужетского поля один из постоянно действующих кипящих источников с дебитом 10 л/сек превратился в гейзер, дебит которого стал всего 0,6 л/сек. После окончания опытно-эксплуатационных выпусков и восстановления пьезометрического уровня источник вновь стал действовать постоянно с прежним дебитом. Такой переход постоянно действующего кипящего источника в гейзер и гейзера в источник при изменении гидродинамического режима в горизонте, содержащем высокотермальные воды, наглядно указывает на единство природы гейзеров и кипящих источников и показывает, что гейзеры являются частным случаем последних.

Уменьшение гидростатического давления на участках низкого положения пьезометрического уровня (естественное или искусственное) обуславливает более интенсивное пароотделение и вследствие этого — появление на поверхности новых выходов пара или увеличение расхода прежних паровых струй. Ф. Штудт (Studt, 1963) считает, что причиной некоторых гидротермальных извержений на термальном поле Вайотагу является именно снижение гидростатического давления. По мнению этого автора, оно может произойти и под влиянием эксплуатации. Выбросы пара вблизи скважин на месторождении Вайракей и выходы пара на месте старых фумарол, описанные Дж. Смигом (Smith, 1961), вероятно, связаны с интенсификацией пароотделения при таком уменьшении гидростатического давления.

На Паужетке при интенсивном отборе скважинами высокотермальных вод наблюдалось появление новых паровых струй и увеличение площади нагретых участков грунта. Активизация поверхностных термопроявлений

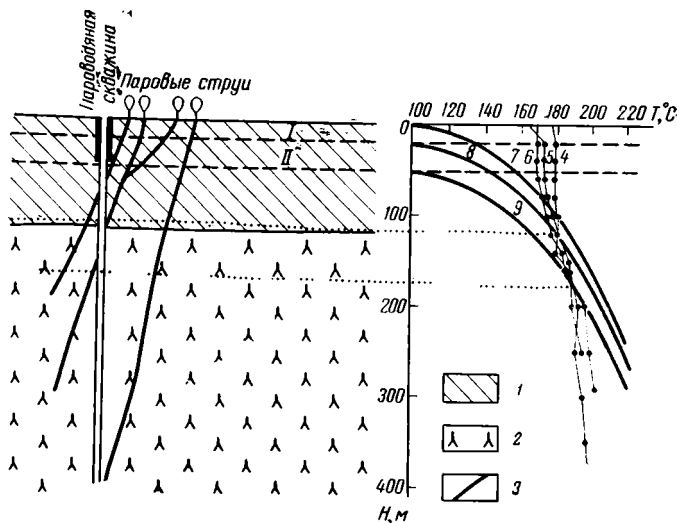


Рис. 49. Схема отделения пара и образования паровых струй при понижении статического уровня высокотермальных подземных вод (по В. М. Сугробову, 1965 г.)

I — первоначальное положение статического уровня; *II* — положение статического уровня в период опытной эксплуатации; 1 — относительно водонепроницаемые пепловые туфы и туффиты; 2 — водонасыщенные псефитовые (агломератовые) туфы; 3 — трещины; 4—6 — термограммы разведочных скважин при закрытом устье 21, 14 и 13 соответственно; 7—9 — кривые точек кипения в зависимости от глубины при нормальном гидростатическом давлении. Начало кривой совмещено с отметкой статического уровня. Утолщенные линии приустевой части скважины показывают глубину обсадки

наводила на мысль о значительном повышении температуры высокотермальных вод, и как следствие, о более интенсивном отделении пара в зоне циркуляции терм. Однако измерение температур в скважинах, расположенных в районе этих термальных площадок, показало, что температура в интервале водонасыщенных пород не изменилась. Усиление пароотделения было связано с уменьшением гидростатического давления, которое произошло при снижении пьезометрической поверхности водоносного комплекса в период опытной эксплуатации (рис. 49). Подтверждением этому служит то, что после закрытия опытных скважин, когда статический уровень восстановился до прежнего положения, исчезло большинство вновь образованных выходов пара и уменьшилась площадь прогретых участков почвы. Так, площадь верхнего термального поля, оконтуренная по изотерме $+20^{\circ}$ на поверхности грунта, составляла, по данным термометрических съемок, до начала бурения (съемка В. В. Аверьева, 1957 г.) — 19 050 м², в период опытной эксплуатации (съемка Н. М. Фролова, 1963 г.) — 33 125 м², после опытной эксплуатации (съемка В. М. Сугробова, 1964 г.) — 20 110 м².

Таким образом, в пределах одного и того же термального поля во время его эксплуатации могут отмечаться и признаки ослабления гидротермальной деятельности (уменьшение дебитов источников), и признаки активизации (интенсивное пароотделение). В действительности, причиной изменений поверхностной термальной активности являются динамические изменения в гидротермальной системе, а не изменение масштаба гидротермальной деятельности в целом (Сугробов, 1965). В естественной обстановке изменения поверхностной термальной активности в большинстве случаев, очевидно, вызываются именно снижением статического уров-

ня подземных вод, как наиболее вероятным явлением по сравнению с резким изменением температуры и интенсивности теплового питания. Понижение пьезометрической поверхности в зоне разгрузки высокотермальных вод может произойти, например, при увеличении вреза гидрографической сети, отметки которой в общем случае контролируют положение статического уровня.

Изменение гидростатического давления в системе, влияя на положение уровня парообразования, оказывает воздействие на характер и интенсивность гидротермального преобразования пород. В связи с тем, что уменьшение гидростатического давления может быть связано с падением пьезометрического уровня, старые поля гидротермально измененных пород не могут считаться достаточным доказательством более широкого развития гидротермальной деятельности в прошлом. Для решения этого вопроса необходимо реконструировать в каждом конкретном случае палеогидрогеотермические условия проявления гидротермальной деятельности.

В целом можно заключить, что изучение одного только режима поверхностных термопроявлений не позволяет однозначно оценить направленность и интенсивность современного гидротермального процесса. Для этого необходимо выяснить основные показатели (характеристика, параметры) таких систем и тенденции их изменения во времени.

Основные показатели гидротермальных систем

Эти показатели характеризуют физические условия в недрах гидротермальных систем и включают данные об их температуре, интенсивности и способе теплового питания и продолжительности существования (Аверьев, 1966). В совокупности с перечисленными выше гидрогеологическими характеристиками они всесторонне описывают гидрогеотермические условия этих объектов¹. В зарубежной литературе анализ этих данных часто дается под рубрикой «Физические характеристики термальных полей» (Bodvarsson, 1961; McNitt, 1965, и др.).

Температура гидротермальных систем в последнее время, благодаря бурению на высокотемпературные воды и пар с целью использования их в теплоэнергетике, изучена во многих районах. Максимальная температура пока зафиксирована на глубине 1000 м в новозеландской системе Вайотапу — 295°. В калифорнийской системе Ниланд (рис. 50), на глубине около 900 м установлена температура 260°, а экстраполяция по полученной термограмме приводит к значению температуры на забое скважины (около 1400 м) в 340° (McNitt, 1963).

В большинстве случаев в гидротермальных системах температурными измерениями детально охарактеризован разрез до глубины 1000 м. Температура в этом интервале изменяется преимущественно от 150 до 250°. Все термограммы имеют выпуклую форму по отношению к оси глубин, показывая особенно интенсивное нарастание температуры в верхней зоне (обычно представленной водопроницаемой толщей). Температурный градиент в ней достигает величины 50—70°С/100 м. В обводненных породах градиент резко уменьшается; часто здесь наблюдается относительно постоянная по глубине температура. В наиболее глубоких скважинах, таких как скв. 7 в Вайотапу (см. рис. 50), отмечается постепенное повышение температуры с глубиной. В том случае, когда в верхней части разреза гидротермальной системы отсутствуют относительно проницаемые слои, перекрытые водоупорными породами, и передвижение высоконагретой воды или пара происходит только по зонам дробления в от-

¹ Создание исчерпывающей картины происхождения и развития гидротермальных систем требует учета не только гидродинамических и геотермических, но и гидрохимических, данных.

носительно непроницаемой толще, отмечается более прямолинейный характер термограммы, например в районе Калифорнийских Гейзеров (см. рис. 50). При этом предполагается, что основной обводненный комплекс находится ниже непроницаемой толщи, по трещинам в которой вода или пар выходят на поверхность (McNitt, 1965).

В целом, пространственное распределение температуры в верхах разреза гидротермальных систем связано с движением напорного потока парогидротерм (вынужденной конвекцией) и отчасти — свободной конвекцией. Последняя особенно значительна в скважинах, вследствие чего фиксируемое в них распределение температур может в большей или меньшей степени отличаться от естественного.

Вблизи разломов и трещин, которые являются путями движения воды и пара, наблюдаются местные максимумы температуры. Их выявление (поверхностной термической съемкой или измерениями в скважинах) помогает установить положение термоподводящих зон. Сравнение термограмм по разрезам гидротермальных систем с кривой зависимости температуры кипения от гидростатического давления на разной глубине показывает, что измеренные температуры, как правило, всегда ниже температуры кипения (см. рис. 50). Возможность вскипания воды появляется в приповерхностной зоне, где давление минимально. Исключение составляют только районы Лардерелло и Калифорнийских Гейзеров, в которых до глубины, исследованной скважинами, в проницаемых породах и трещинах находится перегретый пар.

В толще пород, вмещающих высоконагретые воды и пар, температура, как уже говорилось, или постоянна по глубине или очень медленно увеличивается. Предполагается, что на нижней границе зоны более или менее интенсивной циркуляции воды, так называемой базовой глубине, «базовая температура» незначительно отличается от температуры верхних частей разреза гидротермальной системы (Bodvarsson, 1961). Тенденция к незначительному росту или постоянству температуры по глубине нарушается только на отдельных участках гидротермальных систем, а именно там, где происходит горизонтальное (латеральное) движение потока парогидротерм, сформировавшегося в другом месте (Сугробов, 1964). В этих местах после определенной глубины наблюдается снижение температуры. Такая инверсия температур характерна для гидротермальных систем, в которых циркуляция воды происходит в трещинно-поровом коллекторе, — Паужетской (рис. 51), Оникобе, Вайракей и т. п.

Тепловая мощность гидротермальных систем. Тепловая мощность

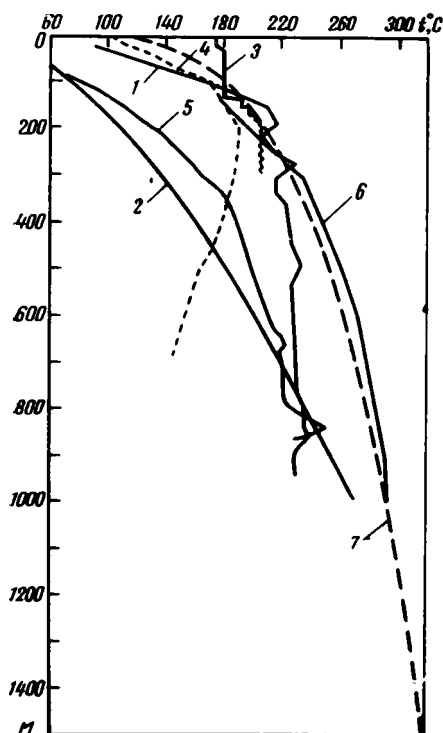


Рис. 50. Температура в гидротермальных системах вулканических областей

1 — Вайракей (Новая Зеландия); 2 — Нилаанд (СССР); 3 — Гейзеры (США); 4 — Паужетка (СССР); 5 — Мацукава (Япония); 6 — Вайотапу (Новая Зеландия); 7 — кривая точек кипения в зависимости от глубины при нормальном гидростатическом давлении

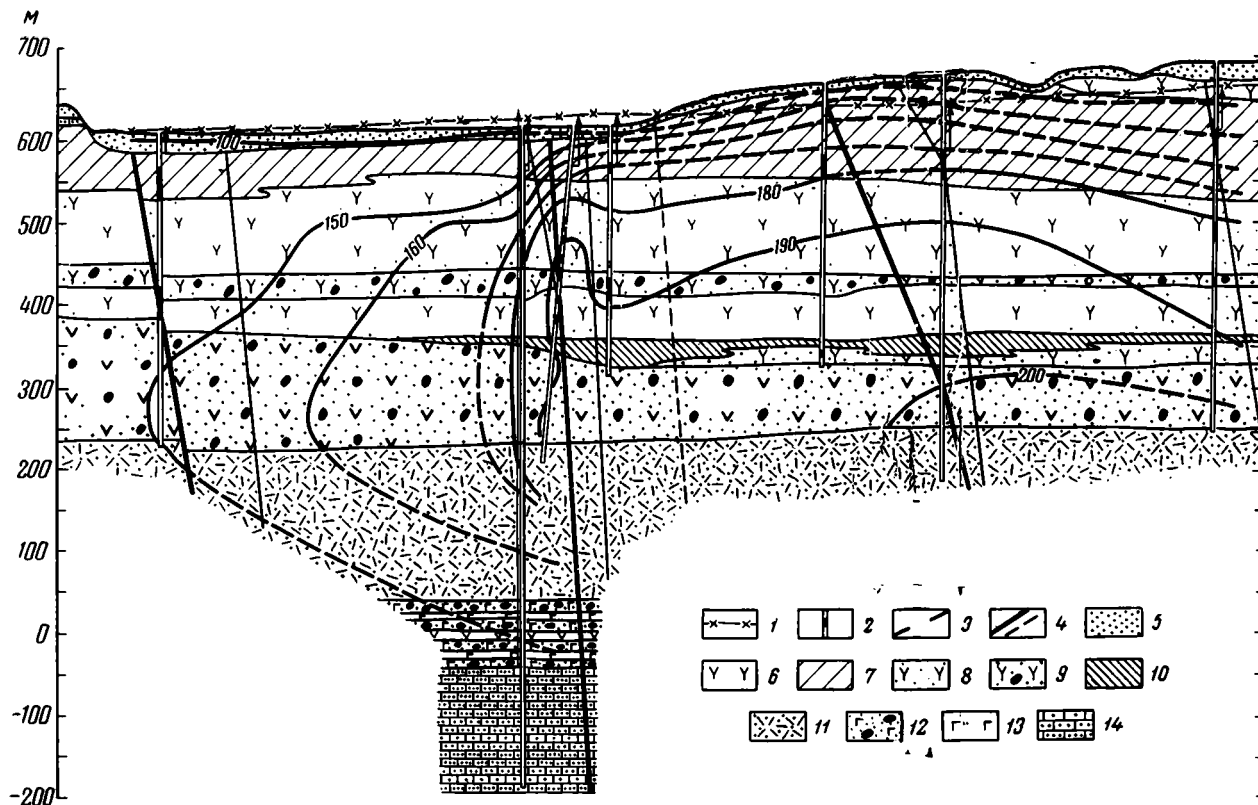


Рис. 51. Гидрогеологический разрез Паужетского месторождения (по В. И. Белоусову, Ю. А. Краевому, В. М. Сугробову, 1967 г.)

1 — пьезометрический уровень; 2 — разведочные скважины; 3 — геоизотермы; 4 — тектонические нарушения, установленные и предполагаемые; 5 — аллювиальные валунногалечниковые отложения, пески пемзовые; 6 — лавы и лавобрекчии; 7 — переслаивание туфитов, пепловых псаммитов и алевропелитов дацитового состава; 8 — туфы псефитовые пемзовые дацитового состава; 9 — туфобрекчии; 10 — переслаивание псефитовых туфов и алевролитов; 11 — спесшиеся туфы дацитового состава; 12 — туфы и туфобрекчии основного состава; 13 — андезито-базальты; 14 — песчаники

каждой из таких систем, отражающая масштабы современного гидротермального процесса в разных районах, определяется как суммарный вынос тепла источниками и паровыми струями с учетом скрытой разгрузки термальных вод, а также теплоотдачи с поверхности нагретых пород и горячих водоемов термальных участков.

Сведения по выносу тепла источниками и (или) отдельными паровыми струями получены по многим гидротермальным системам. Суммарную же тепловую мощность стали определять лишь в самое последнее время, когда была разработана методика измерения выноса тепла различными видами термопроявлений. Последняя приводится в работах Р. Ф. Бенземана (Benseman, 1959), Г. Б. Даусона (Dawson, 1964), Е. И. Робертсона и Г. Б. Даусона (Robertson, Dawson, 1964), Г. Н. Ковалева (1966).

Таблица 35

Тепловая мощность термальных полей в естественных условиях

Термальные поля	Температура в недрах, °C	Тепловая мощность, тыс. ккал/сек	Интенсивность теплового питания, ккал/см ² ·сек	Источник данных
<i>Исландия</i>				
Торфаекул	230	500	500	Bodvarsson (1961)
<i>Новая Зеландия</i>				
Вайотапу	295	130	120 для площади 125 км ² и 24 для площади 1100 км ²	Fisher (1964)
Вайракей	245	100		
Ротокава	—	90	—	Banwell (1963)
Таупо	—	50	—	
<i>США</i>				
Йеллоустонский национальный парк	Около 200	132	—	White (1957)

В табл. 16 и 35 приведены данные по тепловой мощности термальных полей и гидротермальных систем, при изучении которых с той или иной степенью точности учтены все ее составляющие. Из этой таблицы видно, что наибольшую тепловую мощность из исследованных объектов такого рода имеет термальное поле Торфаекул в Исландии — $0,5 \cdot 10^6$ ккал/сек. Общая тепловая мощность гидротермальных систем Исландии, по оценке Г. Бодварссона (Bodvarsson, 1961), составляет $1,1 \cdot 10^6$ ккал/сек. Не уступает Исландии по общему выносу тепла Новая Зеландия — $1,3 \cdot 10^6$ ккал/сек (White, 1965), хотя тепловая мощность отдельных полей или систем здесь значительно меньше, чем у поля Торфаекул.

На Камчатке, по последним оценкам, наибольшую тепловую мощность имеют термальные поля Большого Семьячика — $0,75 \cdot 10^5$ ккал/сек и Долины Гейзеров — $0,7 \cdot 10^5$ ккал/сек, сходные в этом отношении с Вайракейской системой. В. В. Аверьев (1966) обратил внимание на то, что некоторые вулканы Камчатки и Курильских островов по величине тепловой мощности фумарольной деятельности в межпароксизмальную стадию их жизни незначительно отличаются от гидротермальных систем. Например, вулкан Авачинский ежесекундно выносит $0,2 \cdot 10^5$ ккал, вулкан Эбеко — $0,6 \cdot 10^5$ ккал, а наиболее активный на этой стадии вулкан Мутновский — $4,5 \cdot 10^5$ ккал (Поляк, 1966).

Удельный вынос тепла. Под удельным выносом тепла, или удельной тепловой мощностью гидротермальной системы, следуя В. В. Аверьеву (1966), нужно понимать отношение общей естественной тепловой мощности системы к той части площади гидрогеологической структуры, на которой она формируется. В. В. Аверьев называет эту величину интенсивностью теплового питания гидротермальных систем. Зарубежные исследователи — К. Банвелл, Дж. Макнитт и другие — часто называют ее геотермальным тепловым потоком, подразумевая под ним суммарный удельный вынос тепла конвективным и кондуктивным путем. Но иногда удельный вынос тепла рассчитывают как отношение тепловой мощности гидротермальных систем к площади одних только очагов их разгрузки. Полученные этим последним способом цифры не могут быть использованы для сравнения разных систем, так как площадь очага разгрузки зависит от ее характера и временных изменений гидродинамического режима системы и может быть различной при одной и той же тепловой мощности или интенсивности глубинного теплового питания.

Как показали исследования различных гидротермальных систем мира, характеризующие их величины удельного выноса тепла намного превосходят среднее планетарное значение кондуктивных теплопотерь. Например, в области гидротермальной активности, приуроченной к новозеландской вулканической зоне Таупо, площадью около 2500 км^2 , удельный вынос тепла составляет $50 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ (Banwell, 1963). Близкое значение — $25 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ — установлено и в Долине Гейзеров на Камчатке, причем здесь с этой целью были проведены специальные балансовые исследования на отдельных небольших гидрогеологических структурах.

Обращает на себя внимание тот факт, что полученные для разных гидротермальных систем значения удельного выноса тепла имеют один и тот же порядок величины. Некоторые же расхождения, вероятно, объясняются неодинаковым подходом разных исследователей к ограничению площадей формирования систем и технической трудностью оконтуривания этих площадей. Однако не исключено, что в отдельных случаях эти различия связаны с неодинаковой интенсивностью теплового питания.

Продолжительность существования гидротермальных систем. О длительности гидротермальной деятельности в том или ином районе можно судить лишь по косвенным данным, анализируя распространение и состав зон гидротермального метаморфизма пород и отложений гидротерм (гейзерита, травертина и т. п.) и сопоставляя их с возрастом элементов рельефа, к которым они приурочены. В камчатской Долине Гейзеров, например, находка древнего гейзерита на поверхности речной террасы, сформировавшейся в конце последнего оледенения, дала основания считать (Аверьев, 1966), что гидротермальная деятельность началась здесь около 10 000 лет назад. Приблизительно таков же и возраст гидротермальной системы Вайракей (Banwell, 1957). Г. Бодварссон, сравнивая возможное количество тепла в недрах гидротермальных систем Исландии и их современную тепловую мощность, оценил время накопления тепла в несколько тысяч лет (Bodvarsson, 1961). Х. Крейг, изучая содержание изотопов углерода в воде термальных источников Стимбот в Неваде, США, пришел к выводу, что в зависимости от типа циркуляции разгружающиеся здесь сейчас инфильтрационные атмосферные воды находились под землей от 30 до 300 тыс. лет (Craig, 1962). Это наибольший возраст, установленный для гидротермальных систем, но район Стимбот по ряду причин нельзя считать типичным в этом отношении.

Хотя количество имеющихся данных еще не очень велико, создается впечатление, что если не все, то подавляющее большинство современных гидротермальных систем возникло примерно в одно и то же время — после последних оледенений в соответствующих районах. По мнению

В. В. Аверьева, такое совпадение объясняется тем, что в это время произошло оформление в современном виде вмещающих их гидрогеологических структур (определились области инфильтрации, стока и разгрузки, интенсивность атмосферного питания и т. п.).

Происхождение и перенос тепла в гидротермальных системах

Региональный кондуктивный теплопоток не может обеспечить прогрев современных гидротермальных систем. Реальные площади их формирования, т. е. площади геологических структур, к которым они приурочены (где наблюдается гидротермальная деятельность и можно предполагать движение горячих вод и паров, обеспечивающих эту деятельность), гораздо меньше площадей, необходимых для «съема» фоновых потоков тепла в количестве, эквивалентном тепловой мощности таких систем. Например, тепловую мощность парогидротерм камчатской Долины Гейзеров ($7,4 \cdot 10^7$ кал/сек) мог бы обеспечить полный «съем» фонового теплового потока на площади около 3500 км^2 ; по данным же В. В. Аверьева и В. И. Кононова (Кононов, 1965), площадь их формирования не превышает 40 км^2 , причем всего в нескольких километрах от Долины Гейзеров, в кальдере Узон находятся другие мощные термопроявления. Г. Бодварссон приводит аналогичный пример по исландским гидротермам. Он отмечает, что воды источника в Борганфиордуре, выносящего на поверхность $2,4 \cdot 10^7$ кал/сек, при нагреве одним региональным теплопотоком должны были бы собирать все тепло с окружающей площади размером около 1000 км^2 , на которой известно много других термопроявлений (Bodvarsson, 1961). Суммировавший подобные примеры Д. Уайт (White, 1957) указывает, что обычно площадь гидротермальных аномалий вулканических районов в сто и более раз меньше «нормальной» площади (т. е. площади, на которой суммарный вынос тепла региональным кондуктивным теплопотоком был бы эквивалентен тепловой мощности этих гидротерм). При современной точности исследований трудно ожидать, чтобы в определении вероятных площадей формирования современных гидротермальных систем была бы допущена ошибка, выходящая за пределы порядка; поэтому причины их прогрева должны быть иными.

По наиболее распространенным представлениям, основанным на пространственном совпадении современных проявлений гидротермальной и магматической (вулканической) активности, такой причиной считается внедрение в водоносные системы магматических расплавов. Предполагается, что при таком внедрении вышележащие участки разреза должны прогреваться как за счет кондуктивной передачи тепла от магматического очага, так и вследствие подъема к поверхности выделяющихся из него летучих.

Одной кондуктивной теплоотдачи недостаточно для прогрева гидротермальных систем в той мере, в какой это имеет место в действительности. В самом деле, удельный вынос тепла здесь в десятки и сотни раз превышает региональный теплопоток и при чисто кондуктивном механизме передачи тепла на таких участках температурный градиент должен был бы во столько же раз превышать фоновый. Тогда на глубине всего нескольких сотен метров можно было бы встретить температуру плавления, чего, как показывает бурение, отнюдь не наблюдается. Впервые об этом писал Д. Уайт (White, 1957). Затем к аналогичным выводам пришли, изучая конкретные гидротермальные системы, С. Банвелл, Б. Г. Поляк и другие исследователи. В. В. Аверьев (1966) обратил внимание еще и на то, что при таком способе прогрева гидротермальных систем с постоянной интенсивностью температура в их недрах должна была бы очень быстро снижаться — примерно на 30° в столетие, что противоречит установленным медленным темпам изменений состояния таких систем.

Поэтому основная роль в передаче магматического тепла в гидротермальную систему приписывается отделяющимся летучим, абсолютное большинство которых, как известно, представляют пары воды. Расчеты показывают, что выделение из магматического расплава 1% по весу летучих с теплосодержанием, соответствующим температуре плавления (от 700 до 1000 ккал/кг в зависимости от состава магмы), будет сопровождаться выносом $2 \cdot 10^{16}$ кал из каждого 1 км³ расплава. Из данных о тепловой мощности гидротермальных систем (см. табл. 16 и 35) следует, что при современной интенсивности вынос тепла в каждой из них за все время их существования, которое, в соответствии со сказанным выше, можно принять близким к 10 000 лет, варьирует от 0,6 до $15 \cdot 10^{19}$ кал. При таком способе теплового питания гидротермальные системы надо связывать с магматическими телами объемом в сотни и даже тысячи кубических километров (например, термальное поле Торфаекул — с камерой объемом более 7000 км³). Если летучие отделяются от магмы в количестве больше, чем 1% по весу, то необходимые объемы расплавов будут соответственно меньше. Еще сильнее уменьшит их игнорируемая в таком расчете отдача магмой при остывании до температуры системы всего запасенного в ней тепла. Последнее, исходя из теплоемкости лав и удельной теплоты кристаллизации (см. Verhoogen, 1946; Bodvarsson, 1954; White, 1957, и др.), составляет $(0,5-1,0) \cdot 10^{18}$ кал на 1 км³ расплава. Учитывая это, объем очага, питающего гидротермальную деятельность на поле Торфаекул, можно снизить до 150—300 км³. Однако следует иметь в виду и возможность преуменьшения объемов в подобных расчетах, поскольку интенсивность отделения летучих при остывании расплава, очевидно, меняется во времени. Если она существенно снижается, то исходя из современной тепловой мощности различных систем надо допустить большую гидротермальную активность в прошлом и соответственно предположить существование в недрах этих систем более крупных скоплений магмы.

Геолого-структурная обстановка конкретных гидротермальных систем не согласуется с представлениями о присутствии в их верхних слоях магматических очагов указанных размеров. Если же они залегают на больших глубинах, то, учитывая существующие там давления, трудно представить выделение из них летучих в тех количествах, в которых это имеет место в субповерхностных условиях (например, при вулканической деятельности). Поэтому оценки их необходимых объемов должны быть соответственно увеличены. Тем не менее, если критерием справедливости рассматриваемой гипотезы теплового питания гидротермальных систем считать реальные масштабы поступления магмы в кору, с ней можно было бы согласиться. Е. А. Вакин, учитывая объем только кислых продуктов средне- и верхнеплейстоценовой вулканической деятельности на Камчатке, а также распространенность и размеры кальдер обрушения, возникновение которых связано с опустошением приповерхностных магматических камер, показал, что 1—2% содержащихся в этом материале летучих с энтальпией 800 ккал/кг обеспечили бы в данном регионе гидротермальную активность на современном уровне в течение 10 000 лет. Но, как отмечает этот и другие исследователи, в термодинамических условиях возможных глубин залегания магматических расплавов неясны не только масштабы отделения заключенных в магме летучих, но и сама возможность этого процесса. Опираясь на экспериментальные данные Н. И. Хитарова, согласно которым гранитоидный расплав с температурой 600—1000° при гидростатических давлениях, соответствующих в условиях земной коры интервалу глубин 9—39 км, способен удерживать воду в количестве от 3 до 7% по весу, В. В. Аверьев заключил, что возможность отделения летучих от магмы в этих условиях крайне незначительна и что такое отделение «возможно только в том случае, если магма пересы-

цена водой или ... если через нее идет фильтрация водного флюида» (Аверьев, 1966, стр. 126). Сходные представления высказывались также Дж. Ферхугеном (Verhoogen, 1946), допускавшим существование «gaseousmagma» — газообразной «водной магмы», Д. С. Коржинским (1962), выдвинувшим концепцию «сквозьмагматических растворов», Г. Л. Поспеловым (1963), рассматривающим магматические тела как «флюидопроводники» и др.

По мнению В. В. Аверьева (1966), критически проанализировавшего возможные пути прогрева гидротермальных систем, их формирование можно объяснить только поступлением снизу горячего водного флюида — «эндогенного пара», генерация которого в общем случае не связана с внутрикоровыми магматическими телами, а является следствием самостоятельного глубинного процесса, происходящего где-то на границе коры и мантии. Подобных взглядов придерживается сейчас большинство исследователей современных гидротермальных систем мира (White, 1957; Banwell, 1957, и др.).

Реальные температуры в недрах систем (или теплосодержание разгружающихся пароводяных смесей) позволяют оценить долю такого флюида в общей массе гидротерм при разных допущениях о его теплосодержании. Например, гидротермы с температурой 120° должны содержать около 15% флюида с энтальпией до смешения 800 ккал/кг, а с температурой 300° — почти 40%; при первоначальной энтальпии 500 ккал/кг доля флюида в тех же водах будет примерно 24 и 60% соответственно.

Пока неясно, какую долю самого флюида могут составлять чисто ювенильные воды — продукт дегазации мантии. Если по изотопному составу они отличаются от обычных инфильтрационных вод, то, как показывают результаты изучения современных систем Новой Зеландии (Craig, 1962), Камчатки (Сойфер, 1966) и других районов, их содержание в гидротермах не превышает точности анализа (3—5%). Считают, что значительную часть массы флюида составляют возрожденные воды — мобилизованные тепловым импульсом из нижних горизонтов коры (см., например, Файф, Тернер, Ферхуген, 1962; Аверьев, 1966).

Таким образом, формирование современных гидротермальных систем представляется сейчас как результат смешения высоконагретого флюида с инфильтрационными водами конкретных гидрогеологических структур. Моделируя природные условия различных гидротермальных систем, Дж. Элдер (Elder, 1965) показал, что движение водных масс в них определяется не только вынужденной, но и свободной конвекцией в пористой среде. Проводя опыты в лотке, он получил в такой среде разнонаправленные потоки горячих и холодных вод, между которыми наблюдалась явно выраженная граница, причем нисходящий поток холодной воды достигал нижней поверхности лотка (нагревателя). Распределение температур и линий тока оказалось очень сходным с наблюдаемым в системе Байракей.

Данные моделирования и изучение распределения температур на природных объектах позволяют заключить, что в недрах систем (на глубинах до 3—5 км) циркуляция вод отвечает условиям свободной конвекции, а в верхних частях (глубины до 1 км) гидротермы, образуя ограниченные напорные потоки, отводятся к естественным дренам в соответствии с обычной схемой вынужденной конвекции. Отсюда становится понятной возможность формирования значительных ресурсов гидротерм на сравнительно небольшой площади — это следствие интенсивного проникновения холодных инфильтрационных вод в недра системы, куда в большом количестве подводится глубинное тепло. Такой подвод может осуществляться также только конвективным путем; иначе гидротермальная активность быстро снижалась бы во времени. Расчеты Дж. Элдера показывают, что если бы источником тепла в системе было бы залегающее на глубине

3—5 км магматическое тело, то интенсивная циркуляция вод даже при километровых его масштабах полностью охладила бы его за несколько лет.

Поэтому среди различных гипотез о происхождении и переносе тепла в гидротермальных системах на данном этапе следует отдать предпочтение концепции водного теплоносителя — глубинного надкритического флюида, как лучше всего согласующейся со всем комплексом современных натуральных и экспериментальных данных и теоретических представлений. В. В. Аверьев, наиболее четко сформулировавший эту концепцию, подчеркивает, что внедрение надкритического флюида может на определенных участках вызвать расплавление материала земной коры. О происхождении кислых магм сходные представления высказывались и ранее (см., например, П. Н. Кропоткин, 1940), а в последнее время широко распространилось представление о парагенетическом характере наблюдаемой пространственной и временной ассоциации явлений кислого вулканизма и гидротермальной деятельности (Набоко, 1963; Вакин, 1967 и др.). В связи с этим В. В. Аверьев предлагает рассматривать «горячий водный флюид... как главный агент особой формы вулканизма, в рамках которой взрывные явления, экструзии магмы и гидротермальная деятельность предстают как ассоциация различных проявлений одного процесса» (1966, стр. 128).

ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ СССР

Освоение внутреннего тепла Земли как нового источника энергии становится в настоящее время важной практической задачей. За рубежом — в Италии, Новой Зеландии, Исландии, Японии, США и некоторых других странах — использование термальных вод давно уже приняло промышленные масштабы. В Италии и Новой Зеландии, например, парогидротермы широко используются для выработки электроэнергии, в Исландии — термальные воды с успехом применяются для теплофикации и горячего водоснабжения населенных пунктов (в том числе столицы страны Рейкьявика) и т. д.

В соответствии с постановлением Совета Министров СССР от 22 апреля 1963 г. «О развитии работ по использованию в народном хозяйстве глубинного тепла Земли», в нашей стране также ведутся исследования в этом направлении. В настоящее время пущена в ход первая в стране Паужетская геотермальная электростанция на природном паре, построенная и проходящая испытания Паратунская фреоновая геотермальная электростанция, ведутся работы по теплоснабжению ряда населенных пунктов и теплично-парниковых хозяйств. Широкое распространение термальных вод на территории СССР, постоянная возобновляемость их запасов, сравнительная простота в использовании и наименьшая стоимость получаемой энергии по сравнению с другими видами ее источников открывают большие перспективы для их промышленного освоения. Основными факторами, определяющими техническую возможность использования термальных вод в той или иной отрасли народного хозяйства, являются: тепловой потенциал (температура) вод, их ресурсы (дебит), глубина залегания и напор, а также химический состав (минерализация, жесткость, содержание свободных CO_2 и H_2S , количество взвешенных примесей и т. д.). Экономическая целесообразность использования термальных вод зависит от географического местоположения их источника, наличия и состояния дорог, общего хозяйственного развития района, обеспеченности его другими видами энергетических ресурсов и т. п.

Ресурсы термальных вод СССР, их распределение, состав и температура обсуждались на Всесоюзных совещаниях по геотермическим исследованиям и использованию тепла Земли в 1956 и 1964 гг. («Проб-

лемы геотермии...», т. I, 1959, т. 2, 1961; «Геотермические исследования...», 1966; «Региональная геотермия...», 1967) и подробно освещались в специальных монографиях («Оценка ресурсов...», изд. 1, 1957; изд. 2, 1959; «Термальные воды СССР...», 1963).

Распределение термальных вод

Общие закономерности распределения термальных вод и формирования их химического состава тесно связаны с геологической историей и структурой тех или иных участков земной коры. Гидрогеологическая специфика водонапорных систем — характер циркуляции вод, интенсивность водообмена, величина статических и динамических запасов, состав вод — определяется составом и строением водоносных толщ и условиями их питания. Так, в горноскладчатых сооружениях гидротермы являются в основном водами трещинно-жильного типа; они приурочены к зонам тектонического дробления и, разгружаясь на поверхность преимущественно вдоль крупных разломов, нередко образуют так называемые термальные линии. В платформенных областях распространены порово-пластовые и трещинно-пластовые напорные системы термальных вод, отличающиеся уменьшением динамичности и ростом минерализации вод в глубоких частях бассейнов. Тепловой потенциал подземных вод зависит от степени напряженности геотермического режима в данном регионе, что отражается, например, в отмеченной выше (см. главы III и IV) приуроченности проявлений современной гидротермальной деятельности к зонам повышенного теплового потока, активного вулканизма и т. п. С учетом гидрогеологических и геотермических показателей территория СССР может быть подразделена на девять районов с различными перспективами использования термальных вод.

1. Вулканические районы кайнозойских эвгеосинклиналей и областей кайнозойской активизации. Характерной чертой районов современного вулканизма — Камчатки и Курильских островов — являются естественные выходы кипящих вод и пара. В кратерах или на склонах отдельных вулканов, в сфере воздействия вулканических эманаций возникают сероводородно-углекислые (фумарольные) термы с температурой на выходе до 700°, сульфатно-хлоридного или хлоридного состава, с сильноокислой реакцией. В вулканотектонических депрессиях или обширных кальдерах формируются мощные пластовые системы азотно-углекислых терм с температурой, достигающей на глубине первых сотен метров 300°, в основном хлоридно-натриевого состава с минерализацией до 2—5 г/л. Примером таких терм могут служить источники Паужетки, Долины Гейзеров, Горячего пляжа.

Другие виды терм, встречающиеся в районах как современной, так и недавней вулканической деятельности (к последним относятся Малый Кавказ и некоторые районы Забайкалья и Северо-Востока СССР), не обнаруживают непосредственной связи с действующими вулканами. Это циркулирующие в зонах глубоких тектонических разломов азотные термы с температурой обычно ниже точки кипения, сульфатно-хлоридного натриевого состава, с минерализацией менее 3 г/л (например, Начикинские источники на Камчатке). В полузакрытых геологических структурах под воздействием термометаморфических процессов и возможным влиянием магматических тел формируются трещинно-пластовые и трещинно-жильные углекислые термы с температурой на выходе ниже точки кипения, с пестрым составом и различной минерализацией (Налычевские термы на Камчатке, Джермук в Армении и т. п.).

Естественные расходы отдельных групп источников достигают десятков литров в секунду, при разбуривании они увеличиваются в несколько раз.

II. Горные сооружения кайнозойских миогеосинклиналей и областей эпиплатформенного орогенеза. Их представителями являются Карпаты, Большой Кавказ, Памир, Тянь-Шань, Прибайкалье и т. п. Здесь в зонах тектонического дробления, пересекающих слабо проницаемые метаморфизованные толщи, в условиях повышенного теплового потока (а местами — и возможного влияния магматических очагов) формируются углекислые и азотные термы с температурой на выходе ниже точки кипения (исключение — источники Хаджи-Оби-Гарм на Тянь-Шане, выводящие пароводяную смесь). Они характеризуются разнообразным солевым составом и невысокой минерализацией (0,5—5,0 г/л). Дебиты отдельных источников достигают 20—50 л/сек. Типичными представителями терм этих регионов являются горячие источники Гарм-Чапма, Джиланды, Иссык-Булак на Памире, Могойские, Сейюйские, Аллинские, Питателевские в Байкальской складчатой системе, Елису, Хаши, Халтанские на Большом Кавказе.

III. Кайнозойские краевые и внутренние прогибы и неотектонические впадины, содержащие бассейны термальных вод. Эти бассейны обычно представляют собой многопластовые водонапорные системы с хорошо выраженным зональным распределением солевого и газового состава. Геотермический градиент в этих структурах варьирует в пределах от 2,5 до 3,5° на 100 м, в связи с чем уже здесь можно встретить воды с температурой около 100° обычно на глубине 3 км.

В периферических и верхних частях артезианских бассейнов воды, как правило, пресные или солоноватые (до 10 г/л), азотные, иногда азотно-углекислые и сероводородные, сульфатно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-натриевые. В глубоких частях артезианских бассейнов встречаются азотно-метановые и метановые хлоридно-натриевые и натриево-кальциевые соленые и рассолные воды с повышенным содержанием йода, брома и других ценных компонентов. Максимальные температуры в наиболее глубоко опущенных частях краевых прогибов и впадин могут, согласно расчетам, оказаться выше 300° (прогибы Предкавказья, Ферганская, Рионская и Куринская впадины). Дебиты самоизливающихся скважин обычно достигают 15—20 л/сек.

IV. Мезозойские горноскладчатые сооружения, типичным представителем которых является Верхоянская складчатая зона, сложены мощными метаморфизованными толщами, прорванными многочисленными интрузиями. Ниже зоны многолетнемерзлых пород, мощность которых местами достигает 500 м и более, могут быть встречены термальные воды (главным образом, по-видимому, трещинно-жильного типа). Об этом, в частности, свидетельствует выходящий в верховьях р. Индигирки источник Сытыган-Сылба с температурой воды 25,5°. Состав воды — хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный натриевый, минерализация — 0,47 г/л.

V. Мезозойские прогибы и впадины (Предверхоянский прогиб, Зейско-Удская впадина), заполненные осадочными отложениями, могут, по-видимому, содержать напорные пластовые термальные воды с температурой до 50° (на глубине до 2,5 км) и различной минерализацией. Недостаточная, как и в предыдущем случае, гидрогеотермическая изученность этих областей не позволяет сделать более определенные выводы.

VI. Палеозойские горноскладчатые сооружения (Урал, Алтай), за исключением зон некоторых долгоживущих разломов, характеризуются низким геотермическим градиентом и мало перспективны для обнаружения термальных вод.

VII. Чехол палеозойских плит — Скифской, Туранской, Западно-Сибирской — сложен преимущественно песчано-глинистыми образованиями и содержит крупные артезианские бассейны пластовых термальных вод. Площади их достигают многих десятков тысяч квадратных километров, а самого большого из них — Западно-Сибирского — почти 3 млн. км².

В верхах разреза и по окраинам этих бассейнов воды имеют сравнительно низкую температуру и минерализацию, в глубоких частях развиты соленые азотно-метановые и метановые хлоридные натриевые воды и рассолы, часто с повышенным содержанием йода и брома. Благодаря большой величине геотермического градиента температуры вод с глубиной быстро возрастают и в нижних горизонтах осадочного чехла на глубинах 3—5 км достигают 125—150° и более. Запасы термальных вод, заключенных в артезианских бассейнах палеозойских плит, огромны; дебиты отдельных самоизливающихся скважин нередко превышают 20 л/сек.

VIII. Докембрийские щиты — Балтийский, Украинский и другие — отличаются самыми низкими значениями геотермического градиента, плохой проницаемостью слагающих их изверженных и метаморфических пород и поэтому наименее перспективны для вывода термальных вод.

IX. Чехол докембрийских платформ — Русской и Сибирской — характеризуется сравнительно небольшими значениями геотермического градиента. Поэтому тепловой потенциал этих структур невысок — на глубине 3 км температура здесь в разных районах колеблется от 50 до 90°. На этих глубинах вскрываются, как правило, высокоминерализованные азотные и азотно-метановые хлоридные натриевые (до кальциево-натриевых) воды, обогащенные бромом, калием, стронцием и другими ценными компонентами. В Иркутском бассейне Сибирской платформы к соленосным отложениям кембрия приурочены ультракрепкие рассолы хлор-кальциевого (по В. А. Сулину) типа с концентрацией солей до 642 г/кг и температурой до 50°.

В районах глубокого погружения докембрийского фундамента — Прикаспийская, Днепровско-Донецкая, Вилкойская впадины — в нижних горизонтах осадочного чехла могут быть встречены и более горячие воды. Так, на кровле подсолевого докунгурского комплекса в Прикаспийской синеклизе температуры, по расчетам, могут достигать 150—180° и более. На этих глубинах (6—8 км) будут встречены крепкие рассолы с концентрацией 275—300 г/кг.

Термальные воды докембрийских плит, как правило, не самоизливаются, и расходы скважин при откачках обычно невелики, вследствие чего перспективы промышленного использования этих вод ограничены.

Таким образом, проведенное районирование показывает, что термальные воды с высоким тепловым потенциалом и большим дебитом могут быть вскрыты бурением практически только в областях кайнозойской складчатости и активизации и в недрах палеозойских плит. В остальных районах на разбуриваемых глубинах могут быть встречены менее горячие подземные воды, но их также можно использовать в народном хозяйстве.

Пути использования термальных вод

Рассмотрим возможности эксплуатации термальных вод в выделенных районах с учетом технико-экономических требований, предъявляемых различными способами их использования (табл. 36).

Геотермальная энергетика базируется на использовании природного пара. Это может быть естественный перегретый пар либо, что гораздо обычнее, пар, образующийся при вскипании на поверхности Земли или несколько ниже нее высокотемпературных вод. В последнем случае для строительства геотермической электростанции необходимо вывести на поверхность перегретые воды с естественным напором не менее 20 м над уровнем Земли и остальными характеристиками, указанными в табл. 36. Пар, образующийся при вскипании этих вод, вследствие снижения давления, отделяется сепараторами и направляется непосредственно в турбины. Если эти воды содержат опасные количества вредных примесей

(сероводорода, углекислоты, аммиака и т. п.), способных корродировать металлические части установок, то используются паропреобразователи. Принципиальную схему геотермической электростанции с паропреобразователем можно найти в работе Б. М. Выморкова и Н. Л. Путника (1960). Однако недостатком такой установки является снижение параметров пара перед турбиной и соответственно уменьшение выработки электроэнергии с единицы его количества.

Стоимость электроэнергии геотермальной электростанции зависит от ее мощности и применяемой теплотехнической схемы. Но в среднем, по сравнению с равномошными электростанциями других типов (ГЭС,

Таблица 36

Показатели технической возможности использования термальных вод в народном хозяйстве при сроке эксплуатации не менее 25 лет

(по данным Б. М. Выморкова, Н. Л. Путника, 1960; И. И. Сивашинского, Ю. С. Блюмина, 1966; К. Ф. Богородицкого, 1968)

Вид использования	Температура, °С, не менее	Дебит, м ³ /сутки, не менее	Глубина залегания водоносного горизонта, м, не более	Минерализация, г/л, не более
Выработка электроэнергии ГЕОТЭС с прямым пароводяным циклом	100	10 000	3000	4
Выработка электроэнергии ГЕОТЭС с применением промежуточных низкокипящих веществ	70	2500	2500	50
Теплоснабжение населенных пунктов	70	1000	2500	2 (50) *
Хладоснабжение	70	500	1500	50
Горячее водоснабжение	40	1000	1500	1 (50)
Теплично-парниковое хозяйство (обогрев парников, теплиц, оранжерей)	40	500	1500	10 (50)
Теплое орошение	25	250	1000	2
Обогрев почвы	25	500	1500	50
Оттаивание мерзлых пород	25	250	3000	50
Бассейны и душевые павильоны	25	250	1000	50

* В скобках указана допустимая минерализация вод для геотермальных установок с теплообменником.

ТЭС и т. п.), ГЕОТЭС дает самую дешевую электроэнергию при окупаемости капиталовложений в 2—4 года. Наиболее дешевая энергия вырабатывается геотермальной установкой в том случае, когда пар прямо из скважин поступает в турбины, вращающие генераторы. Такая схема применяется, например, на ГЕОТЭС в Вайракее (Новая Зеландия) и на Паужетке (СССР). Опытно-промышленная геотермальная электростанция на Паужетке (рис. 52) пущена в ход в 1967 г. Здесь установлены две турбины мощностью по 2500 квт. Эксплуатация Паужетской ГЕОТЭС доказала технико-экономическую перспективность этого нового направления в советской теплоэнергетике; она позволила отработать отдельные узлы и общую схему геотермальной установки, дала важный научный материал и ценный практический опыт. Теперь на повестку дня встал вопрос о выборе подходящих объектов для строительства новых ГЕОТЭС. Гидрогеотермические исследования, проведенные в последние годы В. В. Аверьевым, Е. А. Вакиным, К. Ф. Богородицким, Б. А. Бедером,

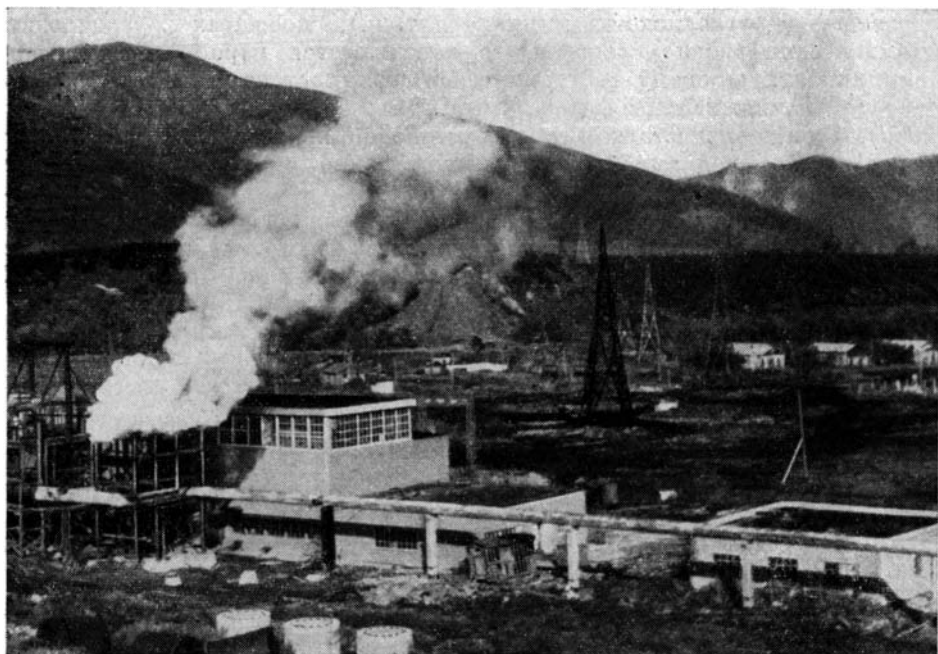


Рис. 52. Опытно-промышленная геотермальная электростанция на Паужетке

С. А. Джамаловым, В. В. Ивановым, Б. В. Маврицким, Ф. А. Макаренко, В. М. Сугробовым, Г. М. Сухаревым и многими другими, позволили наметить наиболее перспективные районы развития геотермальной энергетики в СССР.

В первую очередь это районы современного вулканизма. Обнаруженные здесь месторождения маломинерализованных парогидротерм отвечают всем необходимым требованиям для строительства ГЕОТЭС в экономически наиболее выгодном варианте. Как видно из табл. 37, на Камчатке имеется четыре геотермальных района, пригодных по энергетическим параметрам для строительства геотермальных электростанций с непосредственным использованием природного пара. Общая прогнозная тепловая мощность¹ Паужетского, Узоно-Семячинского и Мутновско-Жирновского геотермальных районов — 802 тыс. ккал, что соответствует прогнозной электрической мощности в 460 мвт. Теплоэнергетическое использование геотермальных ресурсов Больше-Банного месторождения осложняется вследствие выпадения в трубах из термальных вод карбонатов (Кононов, Поляк, 1964). Однако, как показала практика опытных работ, такие пробки легко устраняются разбуриванием. Имеется перспективный объект и на Курилах — это парогидротермы Горячего Пляжа — на о-ве Кунашир с максимальной температурой 130°.

Другой областью, где следует изучить возможности строительства ГЕОТЭС с непосредственным использованием природного пара, является Восточное Предкавказье — районы Терско-Каспийского прогиба и Терско-Кумской впадины (гг. Махачкала, Хасавюрт, Кизляр и др.). В Терско-Кумском артезианском бассейне температура вод караган-чокракского горизонта на глубине 2500—3000 м составляет около 120°; дебит скважин 1500—3000 м³/сутки при давлении на устье скважин 5—10 атм и больше. Минерализация же вод не превышает 2,5 г/л.

¹ Как показал опыт разбуривания ряда геотермальных месторождений мира (Паужетского, Мацукава, Вайракей и др.), их эксплуатационная тепловая мощность в несколько раз превышает естественную.

Энергетические параметры геотермальных месторождений Камчатки
(по Е. А. Вакину, 1968)

Геотермальные районы и месторождения	Состояние теплоно- сителя	Макси- мальная темпера- тура, °C	Естествен- ная теп- ловая мощность, 10 ⁶ кал/сек	Кэффи- циент увеличе- ния мощ- ности	Прогнозная мощ- ность	
					тепловая, 10 ⁶ кал/сек	электри- ческая, Мвт
<i>Паужетский</i>						155
Паужетское	пвс *	150—200	15	5 (7)	75	20 (30)
Кошелевское	пар	155	75	3	225	135
<i>Узоне-Семячинский **</i>						270
Нижне-Семячинское	пвс	100	25	3	75	30
Верхне-Семячинское	пар	136	50	3	150	90
Узонское	пвс	250	60	3	180	90
<i>Мутновско-Жировский</i>						36
Нижне-Жировское	пвс	130	4	3	12	3
Верхне-Жировское	пар	120	3,5	3	10,5	6
Северо-Мутновское	пвс	130	15	3	45	27
Больше-Банное	пвс	150—170	5,6	6	30	—

* Пароводяная смесь.

** Без учета парогидротерм Долины Гейзеров.

Ряд известных гидротермальных систем с температурой вод более 100° (на приемлемых глубинах) не отвечает всем требованиям, предъявляемым строительством ГЕОТЭС этого типа. Так, воды нижнемелового горизонта в том же Терско-Кумском бассейне имеют высокую минерализацию (до 50 г/л), а Тянь-Шаньские парогидротермы Ходжа-Оби-Гарм — недостаточный дебит (1500 м³/сутки).

Выработка электроэнергии в промышленных масштабах может быть осуществлена и при использовании подземных вод с температурой менее 100°, если даже эти воды содержат в своем составе растворенные агрессивные компоненты. В этом случае применяются геотермальные установки с промежуточным низкокипящим теплоносителем, например фреоном или бромом и литием. Такая опытная геотермальная установка мощностью 750 кВт, работающая на воде низких параметров (85°) с использованием промежуточного низкокипящего теплоносителя (фреона — 12), функционирует в настоящее время на Камчатке на Средне-Паратунских источниках. Применение ГЕОТЭС этого типа значительно увеличивает число районов, перспективных для развития геотермальной энергетики. В первую очередь к таким районам следует отнести районы г. Майкопа, станции Курджипской, Кужорской, Тульской в Азово-Кубанском артезианском бассейне, городов Георгиевска, Невинномысска, Прикумск в Терско-Кумском бассейне, Ташкента, Сары-Агача в Сырдарьинском бассейне, Красноводска, Небит-Дага, п-ова Челекен в Западно-Туркменском бассейне, городов Алма-Ата, Панфилова в артезианском бассейне Илийской впадины. Кроме того, перспективными для строительства ГЕОТЭС такого типа могут оказаться трещинные воды Северо-Востока СССР — Могойские и Уакитские источники (Бурятская АССР) и Мечигменские, Синявинские, Чаплинские источники (Чукотский национальный округ).

ГЕОТЭС с использованием промежуточного низкокипящего теплоносителя можно, конечно, использовать и в районах развития парогидротерм. Здесь они могут подключаться к ГЕОТЭС первого типа и использовать сбрасываемую ими воду с температурой ниже 100° для выработки дополнительной электроэнергии или же использовать парогидротермы с высокой минерализацией, содержащие в своем составе вредные примеси.

Теплоснабжение населенных пунктов. Экономическая целесообразность такого использования горячих вод зависит от правильного выбора схемы теплоснабжения, определяемой местными условиями, производительностью скважин, температурой и химическим составом подземных вод. Наиболее выгодна схема, по которой горячая вода прямо из скважин поступает в резервуар, откуда раздаточным насосом или, еще лучше, самотеком подается в водоотопительную сеть. Такая схема горячего водоснабжения используется в Рейкьявике (Исландия), где около 400 л/сек воды со средней температурой 87° транспортируется от водозабора до города (расстояние около 20 км) по двум трубопроводам диаметром 350 мм . У нас похожая схема разрабатывается в настоящее время для теплофикации г. Петропавловска-Камчатского. Длина проектируемого здесь теплопровода от Паратунских источников составляет по разным вариантам $45\text{—}65 \text{ км}$.

Для схемы непосредственного использования горячих подземных вод нужно, чтобы ее состав отвечал определенным кондициям, а именно: содержание кислорода не должно превышать $0,1 \text{ мг/л}$, взвешенных частиц — 5 мг/л , остаточная карбонатная жесткость — 700 мг-экв/л .

В том случае, когда химический состав термальных вод препятствует их непосредственному использованию в отопительной сети, применяют другую схему с водоводяным теплообменником (Выморков, Пutnik, 1960). По этой схеме вода из скважин проходит через дегазатор и теплообменник, а затем сбрасывается в естественный водоем или канализационную сеть. В теплообменнике она отдает свое тепло маломинерализованной и химически неагрессивной воде, циркулирующей в сети по замкнутому контуру. При использовании подземных высокоминерализованных вод дополнительно применяют центробежный сепаратор, в котором происходит разделение воды на жидкую и паровую фазу. Вода сбрасывается, а пар используется для подогревания воды, циркулирующей в отопительной сети. В ряде случаев в схему подключается пиковая котельная. Все это делает указанные схемы менее экономически выгодными, чем в случае непосредственного использования термальных вод. Однако целесообразность и экономическая выгода применения горячих подземных вод для теплоснабжения в любом случае очевидна. Например, в Исландии, по данным Г. Бодварссона и Дж. Зоэга (Bodvarsson, Zoëga, 1961), ежегодная экономия топлива за счет использования горячих вод в коммунальном отоплении достигнет в 1970 г. $90\,000 \text{ т}$ нефти (или 800 кг/год на душу населения).

В нашей стране теплофикацию промышленных и населенных пунктов в первую очередь следует проводить в перечисленных выше районах перспективного развития геотермальной энергетики. Здесь для этой цели могут быть также использованы горячие воды, сбрасываемые ГЕОТЭС, и отработанный пар (на Камчатке таким образом можно использовать 1600 л/сек воды с температурой $60^{\circ}\text{—}90^{\circ}$ (Вакин, 1968)). Кроме того, использование термальных вод для отопления возможно также и во многих городах и населенных пунктах районов II, III, VII (Армавир, Грозный, Гудермес, Нальчик, Черкесск, Омск, Тюмень, Тобольск, Аршан, Поти, Цаиши, Фергана, Чартак и др.).

Использование термальных вод для получения холода. Как известно, искусственный холод широко используется в различных отраслях народного хозяйства: в химической промышленности (для изготовления по-

лиэтилена, полипропилена, искусственного волокна и т. д.), в мясо-молочной промышленности, для кондиционирования воздуха и т. п. При наличии термальных вод с температурой около 70° такой холод можно вырабатывать с помощью специальных холодильных машин. Для получения температур выше 0° целесообразно применять абсорбционные бромисто-литиевые машины, а ниже 0° — водо-аммиачные. Их принципиальные схемы показаны в работе Л. М. Розенфельда (1966). При температуре источника ниже 40° целесообразно применение фреонового теплового насоса, который может работать летом на охлаждение, а зимой на отопление. Поскольку требования к термальным водам при их использовании для хладоснабжения те же, что и в случае теплофикации, перспективными в этом отношении могут считаться те же районы — I, II, III, VII.

Использование термальных вод для кондиционирования воздуха в помещениях может найти широкое применение в первую очередь в городах Средней Азии (Ташкенте, Душанбе, Алма-Ате, Фрунзе и др.). Применение их в других отраслях народного хозяйства для получения искусственного холода зависит от местоположения потребителя и развития определенного промышленного производства.

Горячее водоснабжение. Несколько меньшая температура вод требуется для организации горячего водоснабжения, но в этом случае на первый план выходит химический состав воды. Согласно ГОСТу 2874—54, величина сухого остатка в питьевой воде не должна превышать 1 г/л, содержание сульфатов — 0,5 г/л, хлоридов — 0,35 г/л, величина общей жесткости — не более 7 мг-экв/л, а колититр — 1/1000 (при хлорировании воды — 1/10 000). Помимо определенных требований к запаху, привкусу и прозрачности вод, соответствующие нормы установлены для содержания солей группы тяжелых металлов, радиоактивных элементов и других вредных примесей. Содержание свинца не должно превышать 0,1 мг/л, а мышьяка, фтора, меди и цинка соответственно 0,05, 1,5, 3,0, 5,0 мг/л. Таким образом, трудно найти подземную горячую воду, химический состав которой отвечал бы всем установленным нормам и которая могла бы быть непосредственно использована в системе горячего водоснабжения. В большинстве случаев, по-видимому, придется применять схему с водоводяным теплообменником. В этом случае горячее водоснабжение путем использования термальных вод можно осуществить в районах I—III, VII.

Теплично-парниковое хозяйство. Термальные воды могут быть использованы также в теплично-парниковых хозяйствах для обогрева парников, теплиц и оранжерей (рис. 53). Расчеты И. И. Сивашинского и Ю. С. Блюмина (1966) показали, что экономически выгодные наименьшие температуры подземных вод при таком использовании составляют: для теплиц зимних — 60°, для теплиц весенних различных сроков ввода в действие — 50°, для парников на техническом обогреве — 40°, для обогреваемого грунта с укрытиями и без — 30°. По данным тех же авторов, для использования термальных вод в теплоснабжении защищенного грунта вынос ими тепла на дневную поверхность должен быть не менее $2,5 \cdot 10^6$ кал/час, температура воды — не менее 35—40°, напор — не менее 10—15 м над поверхностью Земли. Режим водозабора должен быть стабильным в течение амортизационного срока работы установки.

Применение термальных вод в защищенном грунте позволяет в 4—5 раз снизить затраты на обогрев культивационных сооружений. Об этом свидетельствует опыт эксплуатации таких теплиц и парников в различных природных экономических условиях на Камчатке, в Казахстане и Предкавказье.

Обогрев почвы и теплое орошение осуществляются водой с температурой не менее 25°. Как правило, это воды, прошедшие весь комплекс

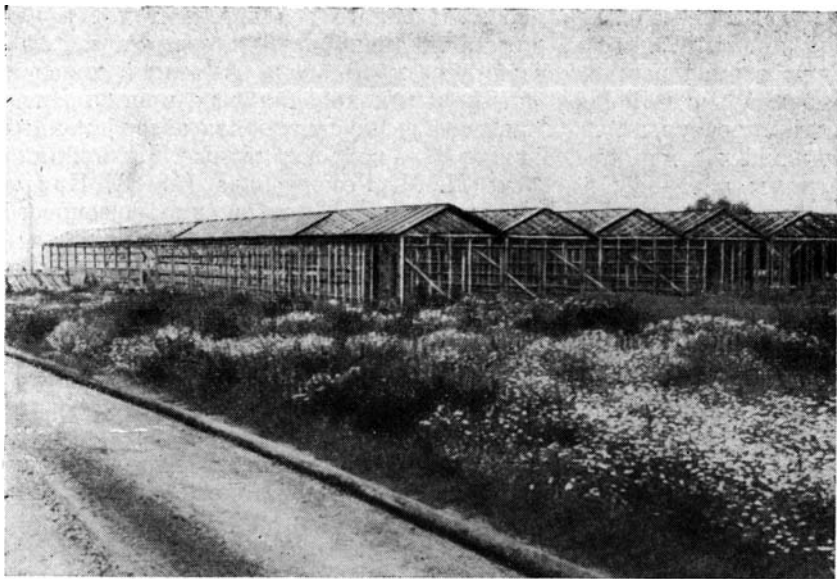


Рис. 53. Общий вид теплиц, использующих термальную воду в г. Махачкала

сооружений теплично-парникового комбината, отдавшие уже часть своего тепла. При теплом орошении минерализация термальных вод не должна превышать 2 г/л. Наиболее полное использование тепла подземных вод происходит при последовательном пропускании этих вод через соответствующий набор сооружений.

В настоящее время заканчивается строительство крупнейшего в мире теплично-парникового комбината на Средне-Паратунских источниках с полезной площадью 60 тыс. м². Проектируются теплично-парниковые комбинаты на Паужетских источниках (на 150 тыс. м²), в Дагестане (районы городов Махачкала, Хасавюрт), Чечено-Ингушской АССР (районы г. Грозного), в Ставрополье (г. Георгиевск), Тюменской области (г. Тобольск) и в других районах. Такое использование термальных вод в той или иной степени возможно в районах I—III, VII и, вероятно, местами в районах IV и V.

Оттаивание мерзлых пород. Одной из важных задач, стоящих сейчас перед нашей горнодобывающей промышленностью, является разработка эффективного и дешевого метода оттаивания мерзлых пород. Как известно, почти половину территории СССР занимает криолитозона. Извлечение на дневную поверхность золота, алмазов, олова и других полезных ископаемых, обнаруженных в недрах Таймыра, Якутии, Колымы, Чукотки, требует круглогодовой оттайки мерзлых пород на приисках. Расчеты, проведенные в Ленинградском горном институте (Ю. Д. Дядькин, 1967 г.) показали, что для этой цели вполне пригодны подземные воды с температурой 20—30° и минимальным дебитом 250 м³/час. Для получения таких вод в районах развития многолетнемерзлых пород возможны два пути:

а) непосредственное извлечение подземных вод с температурой выше 25° и любой минерализацией. Такие термальные воды можно, по-видимому, встретить в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса на участках тектонических нарушений и выходов терм (в первую очередь в районах терм Чукотки, источников Сытыган-Сылба, Берендшинских, Мотыклейских, Кукульских, Нешканских, Дежневских) и в глубоких кайнозойских и мезозойских прогибах и впадинах Яно-Колымской, Чукот-

ской и Корякской горноскладчатых областей, а также в синклинальных зонах Яно-Сугайской, Олюторской и Паропольско-Пенжинской. К числу перспективных могут быть также отнесены наложенные впадины Северо-Востока — Момская и Эльгено-Буюндинская, а также Олойская синклинальная зона со значительной частью Большого Анюя, где обнаружены четвертичные вулканы. Термальные воды могут быть обнаружены также в пограничных частях Колымского массива. К сожалению, сам массив мало перспективен для поисков термальных вод;

б) закачка холодных вод в специально пробуренные на глубину 2—4 км скважины, где эти воды нагреваются до температуры свыше 25° за счет регионального геотемпературного поля. По схеме, предложенной Ю. Д. Дядькиным, такие скважины сближаются в результате направленного бурения и соединяются между собой с помощью взрыва. Одна пара скважин может, по его расчетам, обеспечить непрерывный подогрев воды с расходом 500—400 м³/час до 20—80° в течение 10—30 лет при тепловой мощности от 2 до 20 млн. ккал/час. Предложенный способ получения термальных вод для оттаивания мерзлых пород удобен тем, что нагретые воды получают в нужных для горнодобывающей промышленности местах, однако этот способ пока еще не апробирован.

Организация бассейнов и душевых павильонов. Подземные воды с температурой от 25 до 40° и минерализацией до 50 г/л, получаемые как непосредственно из буровых скважин, так и после использования их в турбинах ГЕОТЭС или отопительных установках и т. п., удобно использовать в бассейнах и душевых павильонах. Строительство последних возможно в I—III, VII и, вероятно, в некоторых местах IV и V районов.

Кроме спортивно-оздоровительного бассейны термальных вод могут иметь и лечебное значение.

Бальнеология. Известно, что многие термальные воды оказывают благотворное целебное воздействие на организм человека. Основными показателями, определяющими лечебную ценность подземных вод, считаются (Иванов, Невраев, 1964): а) общая минерализация, б) ионный состав, в) газовый состав и газонасыщенность вод, г) содержание специфических биологически активных компонентов (CO₂, H₂S, As, Fe, Br, J, H₂SiO₃), д) радиоактивность (Rn); е) активная реакция воды (pH), ж) температура воды.

В качестве условных норм для отнесения вод к бальнеологически ценным эти авторы принимают: общую минерализацию вод — 2 г/л, содержание растворенной CO₂ — 0,5 г/л (для наружного применения — 1,4 г/л), содержание H₂SO_{общ} — 10 мг/л, As — 0,7 мг/л, Fe — 20 мг/л, Br — 25 мг/л, J — 5 мг/л, H₂SiO₃ — 50 мг/л, Rn — 5 мккюри/л (нормы для As, Fe, Br и J относятся к лечебно-питьевым водам с общей минерализацией до 10 г/л).

С учетом сказанного следует во всех районах, где намечается использование термальных вод для хозяйственных целей, выяснить их бальнеологические свойства и при наличии таковых и благоприятном стечении других факторов (климат, местоположение) ставить вопрос об их розливе и строительстве оздоровительных учреждений.

Извлечение химических солей и элементов из термальных вод. Термальные воды обычно обогащены ценными элементами, которые могут быть извлечены из них как попутно (при использовании терм в качестве теплоносителя), так и непосредственно для нужд химической промышленности. На итальянском парогидротермальном месторождении Лардерелло, например, попутно извлекались из пароводяных струй тысячи тонн в год серы и H₃BO₃. Попутное извлечение ценных компонентов может существенно удешевить применение термальных вод в энергетических и других целях.

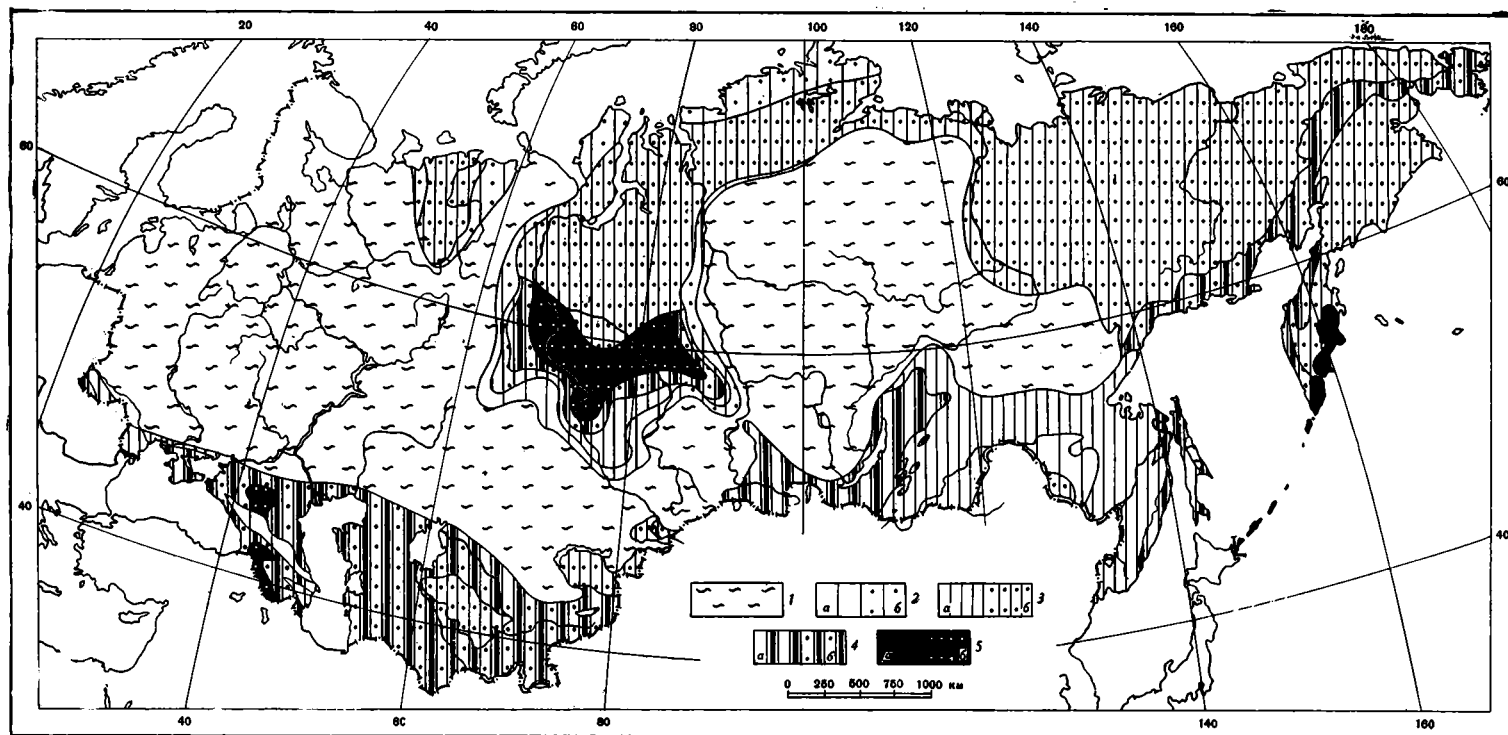


Рис. 54. Схема перспективного использования термальных вод для различных отраслей народного хозяйства (с учетом требований, приводимых в табл. 36)

1 — районы, где использование термальных вод при современном уровне техники экономически невыгодно (на отдельных участках термальные воды могут быть извлечены попутно при глубоком бурении на нефть); 2а — районы возможного использования термальных вод для теплого орошения, обогрева грунта, оттаивания мерзлых пород, в бассейнах и душевых павильонах; 2б — то же, кроме первого вида использования; 3а — районы, где возможны все перечисленные выше виды использования термальных вод и дополнительно — для горячего водоснабжения и в теплично-парниковом хозяйстве; 3б — два последних вида использования возможны лишь с применением теплообменников; 4а — районы, где кроме перечисленных выше видов возможного использования термальных вод можно осуществлять теплофикацию населенных пунктов, хладоснабжение и выработку электроэнергии на ГЕОТЭС с применением промежуточных низкокипящих веществ; 4б — то же с применением теплообменников; 5а — районы, в которых возможны все виды использования термальных вод, включая ГЕОТЭС с прямым пароводяным циклом; 5б — то же с применением теплообменников

Среди районов, пригодных для промышленного извлечения ценных компонентов из термальных вод, следует в первую очередь назвать Челекен и Мангышлак. Так, на Челекене разгружающиеся на дневную поверхность термальные воды выносят в год 300—360 т свинца, 48—50 т цинка, 24—35 т меди и много других ценных компонентов (Лебедев, Никитина, 1968).

Целесообразно, по-видимому, извлечение йода и брома и некоторых других элементов из рассольных термальных вод Западно-Сибирского и Иркутского бассейнов. Следует также рассмотреть возможность добычи Br, Rb, Cs, Li, As из высокотемпературных вод и парогидротерм Камчатки и Курильских островов.

Таким образом, подземные термальные воды могут использоваться в самых различных отраслях народного хозяйства — теплоэнергетике, тепло- и хладоснабжении, сельском хозяйстве, в химической и горнодобывающей промышленности, а также в бальнеологии (рис. 54). Широкое комплексное использование термальных вод, ресурсы которых на территории СССР практически неисчерпаемы, является первоочередной задачей геотермической науки и практики.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В. В.*, 1960. Особенности динамики пароводяных скважин.— Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 18.
- Аверьев В. В.*, 1961. Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки.— Труды Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 19.
- Аверьев В. В.*, 1966. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью.— В кн. «Современный вулканизм». М., «Наука».
- Аверьев В. В., Вакин Е. А.*, 1966. Термальные поля вулканического массива Большой Семячик.— Бюлл. вулканол. станции, № 42.
- Аверьев В. В., Святловский А. Е.*, 1961. Вулкано-тектонические структуры Южной Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Белов Н. В.*, 1952. Геохимические аккумуляторы.— Труды Ин-та кристаллографии АН СССР, вып. 7.
- Белоусов В. В.*, 1966. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука».
- Беляков М. Ф.* 1949а. Геотермические аномалии соляных куполов Эмбы.— Докл. АН СССР, новая серия, 68, № 6.
- Беляков М. Ф.*, 1949б. О связи геоизотерм с докембрийским рельефом Русской платформы.— Докл. АН СССР, новая серия, 64, № 2.
- Беляков М. Ф.*, 1955. Геотермические наблюдения в буровых скважинах и их интерпретация. М., Гостоптехиздат.
- Берч Ф., Шерер Дж., Спайсер К.*, 1949. Справочник для геологов по физическим константам. М.—Л., ИЛ.
- Боганик Н. С.*, 1966. О роли радиогенного тепла в формировании геотермальных полей.— В кн. «Геотермические исследования и использование тепла Земли». М., «Наука».
- Богородицкий К. Ф.*, 1968. Высокотермальные воды СССР. М., «Наука».
- Борзасков В. Ф.*, 1968. Геотермические условия нефтегазоносных областей платформенной части Туркмении. (Автореферат канд. дисс.). М.
- Вакин Е. А.*, 1967. О пространственной и генетической связи терм юго-восточной Камчатки с действующими вулканами.— В кн. «Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР». М., «Наука».
- Вакин Е. А.*, 1968. Гидрогеология современных вулканических структур и гидротермальные системы юго-восточной Камчатки. (Автореферат канд. дисс.). М.
- Ван-дер-Варден Б. Л.*, 1960. Математическая статистика. М., ИЛ.
- Вардиев В. Д.*, 1964. Самая глубокая в Советском Союзе скважина.— Нефтяное хозяйство, № 3.
- Вассоевич Н. Б.*, 1960. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков.— Новости нефтяной техники, геология, № 4.
- Вейнштейн В. Е., Гуляницкая Т. П., Сойфер В. Н.* и др., 1967. Изотопный состав кислорода и водорода вод открытых водоемов и вулканогенных источников.— Геохимия, № 6.
- Вернадский В. И.*, 1954—1960. Избранные сочинения, т. I—V. М., Изд-во АН СССР.
- Виноградов А. П.*, 1956. Распределение химических элементов в земной коре.— Геохимия, № 1.
- Вишневский Е. Е.*, 1958. Импульсный метод определения термических характеристик влажных материалов.— Труды Всес. н.-и. кинофототехинститута, «Сушильная техника», вып. 2 (25).
- Владимиров О. К.*, 1960. О современном состоянии и возможностях терморазведки и поисков урановых месторождений.— В кн. «Вопросы рудной и промысловой геофизики», вып. 1. М., Госгеолтехиздат.
- Влодавец В. И.*, 1959. Основные типы парогидротермальных месторождений Италии и Новой Зеландии.— В кн. «Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли». М., Изд-во АН СССР.

- Влодавец В. И., Пийп Б. И., 1957. Каталог действующих вулканов Камчатки.— Бюлл. вулканол. станции, № 25.
- Воларович М. П., 1964. Исследование физических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах.— Геофизический сборник, № 9. Киев, «Наукова думка».
- Воларович М. П., 1966. Исследования физических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах.— В кн. «Электрические и механические свойства горных пород при высоких давлениях». М., «Наука».
- Выморков Б. М. и Путьги Н. Л., 1960. Геотермические ресурсы и их энергетическое использование. М.— Л., Госэнергоиздат.
- Гавронский А. А., 1961. Пути энергетического и комплексного использования природного тепла Земли.— В кн. «Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли», т. II. М., Изд-во АН СССР.
- Геотермические исследования. М., «Наука», 1964.
- Геотермические исследования и использование тепла Земли. М., «Наука», 1966.
- Гзовский М. В., 1967. Градиент скорости движения, напряженное состояние земной коры и энергия процессов новейшего времени.— В кн. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». М., «Недра».
- Голубев И. Ф., 1959. Вязкость газов и газовых смесей. М., Физматгиз.
- Гордиенко В. В., 1967. Геотермические условия и тепловые свойства пород Крымского полуострова. (Автореферат канд. дисс.). Киев.
- Гороновский И. Т., Назаренко Ю. П., Некряч Е. Ф., 1962. Краткий справочник по химии. Киев, Изд-во АН УССР.
- Горшков Г. С., 1956. О глубине магматического очага Ключевского вулкана.— Докл. АН СССР, 106, № 4.
- Гребер Г., Эрк С., Пригуль, 1958. Основы учения о теплообмене. М., ИЛ.
- Грейтон Л. К., 1949. Предположения о вулканическом тепле. М., ИЛ.
- Гутенберг Б., 1963. Физика земных недр. М., ИЛ.
- Дазнов В. Н., Дьяконов Д. И., 1952. Термометрические исследования скважин. М.— Л., Гостоптехиздат.
- Дергунов И. Д., Горожанкин И. П., 1954. К вопросу измерения температур верхних слоев земной коры.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4.
- Дерпгольц В. Ф., 1963. Опыт количественной характеристики земной гидросферы и хлора.— Докл. АН СССР, 150, № 3.
- Джамалова А. С., 1967а. Глубинный тепловой поток на территории Дагестана. (Автореферат канд. дисс.). М.
- Джамалова А. С., 1967б. Тепловой поток и генерация радиогенного тепла в эпигерцинских структурах Дагестана.— Докл. АН СССР, 176, № 1.
- Джибути С. С., 1962. Геотермические условия подземных вод Западно-Туркменского нефтегазового бассейна. М., Изд-во АН СССР.
- Дзидзигури А. А., Дуганов Г. В., Ониани Ш. И., Сарычев Р. А., Кухарев В. Н., 1966. Теплофизические характеристики горных пород и методы их определения. Тбилиси, «Мецниереба».
- Дружинин А. В., 1962. О связи геотермических аномалий с дизъюнктивными нарушениями в кристаллическом фундаменте и осадочном покрове.— В кн. «Новые данные по геологии и нефтегазоносности Волго-Уральской области». М.
- Дружинин А. В., 1963. Геотермическая характеристика локальных поднятий Куйбышевского Поволжья.— Труды Куйб. НИИНП, вып. 20.
- Дружинин А. В., 1964. Температурное состояние пластов карбона и девона Куйбышевской области.— Труды Куйб. НИИНП, вып. 27.
- Дунин-Барковский И. В., Смирнов Н. В., 1955. Теория вероятностей и математическая статистика в технике (общая часть). М., Гостехиздат.
- Дьяконов Д. И., 1958. Геотермия в нефтяной геологии. М., Гостоптехиздат.
- Заборовский А. И., 1943. Электроразведка. М., Гостоптехиздат.
- Зверев В. П., 1967. Гидрогеохимические исследования системы гипсы — подземные воды. М., «Наука».
- Зимин Ю. Г., Конторович А. Э., Швыдкова Л. И., 1967. Геотермическая характеристика мезозойских отложений Западно-Сибирского нефтегазового бассейна.— Геология и геофизика, № 5.
- Иванов В. В., 1960. О происхождении и классификации современных гидротерм.— Геохимия, № 5.
- Иванов В. В., Неверов Г. А., 1964. Классификация подземных минеральных вод.— В кн. «Очерки по минеральным водам СССР», вып. 1. М., «Недра».
- Карпов И. К., Кашик С. А., Пампура В. Д., 1968. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. М., «Наука».
- Карта подземного стока СССР (зона интенсивного водообмена). М-Б 1:5 000 000. Под ред. Б. И. Куделина, 1965. ГУГК МКШОН СССР.
- Карслон Г., Еер Д., 1964. Теплопроводность твердых тел. М., «Наука».
- Керн Р., Вайсброт А., 1966. Основы термодинамики для минералогов, петрографов и геологов. М., «Мир».
- Кесарев В. В., 1967. Движущие силы развития Земли и планет. Л., «Недра».

- Киссин И. Г., 1964. Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. М., «Наука».
- Кобранова В. Н., 1962. Физические свойства горных пород. М., Гостоптехиздат.
- Ковалев Г. Н., 1966. Метод измерения рассредоточенного выноса тепла на термальных полях.— Бюлл. вулканол. станции, № 42.
- Ковнер С. С., 1945. Теоретическое обоснование термического метода разведки. Рефераты научно-исслед. работ АН СССР 1943—1944 гг., отд. физ.-мат. работ. М.
- Ковнер С. С., 1947. Качественный анализ термической аномалии антиклинали.— Докл. АН СССР, 55, № 7.
- Комаров С. Г., 1957. Техника промысловой геофизики. М., Гостоптехиздат.
- Кондратьев Г. М., 1954. Регулярный тепловой режим. М., Гостехиздат.
- Кондратьев Г. М., 1957. Тепловые измерения. М.— Л., Машгиз.
- Кононов В. И., 1965. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М., «Наука».
- Кононов В. И., Поляк Б. Г., 1964. Большие Банные источники на Камчатке.— В кн. «Гидрогеотермические условия верхней части земной коры». М., «Наука».
- Коржинский Д. С., 1955. Преувеличение роли солнечной энергии в энергетике земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Коржинский Д. С., 1962. Теория процессов минералообразования (третье чтение им. В. И. Вернадского). М., Изд-во АН СССР.
- Короткевич Г. В., 1964. О динамике карстообразования пластовых залежей «сухих» соленых озер.— Докл. АН СССР, 157, № 4.
- Корытникова Н. Н., 1943. О связи глубинных температур с термическими коэффициентами горных пород и формой глубинных структур.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., т. VII, № 3.
- Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д., 1957. О стадиях формирования и изменения терригенных пород.— Докл. АН СССР, т. 116, № 2.
- Красковский С. А., 1948. О термальном режиме угольных месторождений. М., Углетехиздат.
- Красковский С. А., 1961. О тепловом поле щитов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8.
- Кропоткин П. Н., 1940. О происхождении гранитов.— Сов. геология, № 9.
- Кропоткин П. Н., 1948. Основные проблемы энергетики тектонических процессов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Кропоткин П. Н., Трапезников Ю. А., 1963. Вариации угловой скорости вращения Земли, колебаний полюса и скорости дрейфа геомагнитного поля и их возможная связь с геотектоническими процессами.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Кругликов Н. М., 1963. К вопросу о геотермической роли движения подземных вод.— Труды ВНИГРИ, вып. 220.
- Куделин Б. И., 1960. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. М., Изд-во МГУ.
- Куделин Б. И., 1966. Подземный сток на территории СССР. М., Изд-во МГУ.
- Кутас Р. И., 1966. Роль глубинных процессов в формировании геотермического режима земной коры.— Геофизический сборник, № 15. Киев, «Наукова думка».
- Кутасов И. М., 1964. Восстановление температурного поля пород после бурения скважин.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5.
- Кутасов И. М., Любимова Е. А., Фирсов Ф. А., 1966. Скорость восстановления температурного поля в скважинах Кольского полуострова.— В кн. «Проблемы глубинного теплового потока». М., «Наука».
- Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М., 1964. Статистическая физика. М., «Наука».
- Лебедев В. М., 1954. О возможности поглощения солнечной энергии кристаллическим веществом Земли.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Лебедев В. М., 1957. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Л., Изд-во ЛГУ.
- Лебедев Л. И., Никитина И. Б., 1968. Особенности химического состава и рудоносность гидротермы Челекена.— Докл. АН СССР, 183, № 2.
- Лейси Э. Д., 1967. Изучение скорости метаморфических реакций.— В кн. «Природа метаморфизма». М., «Мир».
- Легников Ф. А., 1965. Изобарные потенциалы образования минералов (химическое сродство) и применение их в геохимии. М., «Недра».
- Лобов В. А., 1960. Геотермические условия Среднего Поволжья.— Труды Куйб. НИИИП, вып. 1.
- Лысак С. В., 1965. Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. (Автореферат канд. дисс.). Иркутск.
- Любимова Е. А., 1962. Об условиях возникновения магматизма и роли вулканов в тепловом режиме земной коры.— В кн. «Вопросы вулканизма». М., Изд-во АН СССР.
- Любимова Е. А., 1966а. Источники глубинного тепла Земли и термические свойства планет земного типа.— В кн. «Проблемы глубинного теплового потока». М., «Наука».
- Любимова Е. А., 1966б. Обзор состояния геотермических исследований по определению теплового потока.— В кн. «Геотермические исследования и использование тепла Земли». М., «Наука».

- Любимова Е. А., 1966в. Оценка распределения глубинного теплового потока для юга Европейской части СССР.— В кн. «Проблемы глубинного теплового потока». М., «Наука».
- Любимова Е. А., Люсова Л. Н., Фирсов Ф. В., 1964. Основы определения теплового потока из земных недр и результаты измерений.— В кн. «Геотермические исследования». М., «Наука».
- Любимова Е. А., Люсова Л. Н., Фирсов Ф. В., Старикова Г. Н., Шушпанов А. П., 1960. Определение поверхностного теплового потока в Старой Мацесте.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 12.
- Любимова Е. А., Старикова Г. Н., 1966. Лабораторные и теоретические исследования тепловых свойств горных пород.— В кн. «Геотермические исследования и использование тепла Земли». М., «Наука».
- Любимова Е. А., Старикова Г. Н., Шушпанов А. П., 1964. Теплофизические исследования горных пород.— В кн. «Геотермические исследования». М., «Наука».
- Люстих Е. Н., 1959. О роли вулканов и терм в выносе тепла из недр Земли.— В кн. «Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли», т. I. М., Изд-во АН СССР.
- Маврицкий Б. Ф., 1960. Геотермическая зональность Западно-Сибирского артезианского бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Маврицкий Б. Ф., Антоненко Г. К., 1967. Опыт исследования, разведки и использования в практических целях термальных вод в СССР и за рубежом. М., «Недра».
- Магницкий В. А., 1953. Основы физики Земли. М., Геодезиздат.
- Магницкий В. А., 1965. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра».
- Макаренко Ф. А., 1948а. Геотермические условия района Кавказских минеральных вод.— Труды Лаборатории гидрогеол. проблем АН СССР, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Макаренко Ф. А., 1948б. Некоторые результаты изучения подземного стока.— Труды Лаборатории гидрогеол. проблем АН СССР, т. 1.
- Макаренко Ф. А., 1958. Некоторые общие вопросы учения о зональности подземных вод.— Тр. Лаборатории гидрогеол. пробл. т. 16.
- Макаренко Ф. А., 1960. Термальные воды СССР как источник тепловой энергии.— В кн. «Проблемы гидрогеологии». М., Гостехиздат.
- Макаренко Ф. А., 1961а. Некоторые общие закономерности формирования термальных вод и их распределение на территории СССР.— В кн. «Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли», т. II. М., Изд-во АН СССР.
- Макаренко Ф. А., 1961б. Геотермическое изучение и районирование подземных вод Кавказа.— В кн. «Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли», т. II. М., Изд-во АН СССР.
- Макаренко Ф. А., 1966а. Водные процессы распределения и выноса глубинного тепла и формирования термоаномалий.— В кн. «Геотермические исследования и использование тепла Земли». М., «Наука».
- Макаренко Ф. А., 1966б. Современное состояние и задачи научно-исследовательских работ по изучению и использованию глубинного тепла Земли.— В кн. «Геотермические исследования и использование тепла Земли». М., «Наука».
- Макаренко Ф. А., 1966в. Вода под землей.— В кн. «Круговорот воды». М., «Знание».
- Макаренко Ф. А., Покровский В. А., Маврицкий Б. Ф., 1967. Региональное картирование теплового режима подземных вод и гидротермические карты.— В кн. «Геотермические исследования и использование тепла Земли». М., «Наука».
- Макаренко Ф. А., Маврицкий Б. Ф., 1968. Термальные воды СССР.— В кн. «Генезис минеральных и термальных вод». (Доклады на XXIII сессии МГК). Прага, симпозиум II. М., «Наука».
- Макаренко Ф. А., Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б., 1968. Геотемпературное поле на территории СССР.— В кн. «Геологические результаты прикладной геофизики (доклады на XXIII сессии МГК, Прага, проблема 5). М., «Наука».
- Макаренко Ф. А., Чихрадзе Ш. Г., 1965. Глубинный тепловой поток в Колхидской низменности.— Докл. АН СССР, 160, № 4.
- Максимович Г. А., 1942. Пористость геосфер.— Докл. АН СССР, 37, № 7—8.
- Маргинин Е. К., 1967. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука».
- Матвиенко В. Н., 1968. Результаты геотермических исследований на Кубани.— Геология нефти и газа, № 8.
- Международная тектоническая карта Европы. М-б 1:2 500 000. М., АН СССР — ГГК СССР, 1964.
- Митропольский А. К., 1961. Техника статистических вычислений. М., Физматгиз.
- Михеев М. А., 1949. Основы теплопередачи. М.—Л., Гостехиздат.
- Моисеев У. И., Соколова Л. С., 1965. Теплопроводность некоторых горных пород Восточного Саяна и Восточного Казахстана.— Геология и геофизика, № 4.
- Моисеев У. И., Соколова Л. С., 1966. Тепловой поток Земли по скважинам Южно-Минусинской впадины.— Геология и геофизика, № 1.
- Моисеев У. И., Соколова Л. С., 1967. Тепловой поток по двум скважинам Столбовской структуры Восточной Камчатки.— Геология и геофизика, № 6.
- Моисеев У. И., Соловьева З. А., Куголин В. А., 1965. Теплопроводность гранита при высокой температуре.— Докл. АН СССР, 165, № 3.

- Мори 1. У., 1960. Растворимость твердых веществ в газах.— В кн. «Проблемы эндогенных магматогенных месторождений», вып. 1. М., ИЛ.
- Набоко С. И., 1963. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР.
- Найденова В. И., Поляк В. Г., 1962. О геотермических условиях Волго-Уральской провинции.— Труды Лаборатории гидрогеол. проблем АН СССР, т. 42.
- Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В., 1961. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., Госгеолтехиздат.
- Овчинников А. М., 1940. Проблемы изучения терм.— Труды Московск. геол.-разв. ин-та, т. 20.
- Овчинников А. М., 1946. О гидротермическом режиме земной коры— Докл. АН СССР, 53, № 7.
- Огильви А. Н., 1932. Термометрия как метод гидрогеологических исследований. НКТП, Гос. геол.-разв. изд-во.
- Огильви Н. А., 1951. Термометр в руках шахтного геолога.— Разведка недр, № 1.
- Огильви Н. А., 1956. Геотемпературное поле как один из факторов формирования подземных вод.— Тезисы докладов на I Всес. совещ. по геотермич. исслед. в СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Огильви Н. А., 1959. Вопросы теории геотемпературных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод.— В кн. «Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли». М., Изд-во АН СССР.
- Оценка ресурсов и перспективы использования термальных вод СССР как источника тепла. М., ИГГП АН СССР, изд. 1, 1957; изд. 2, 1959.
- Паужетские горячие воды на Камчатке, 1965. М., «Наука».
- Пейве А. В., 1962. Проблемы современной тектоники.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Петузов Б. С., 1952. Опытное изучение процессов теплоотдачи. М.—Л., Госэнергоиздат.
- Пилипенко Г. Ф., 1966. Геотермический режим и ресурсы термальных газов горы Янгантау в Башкирии.— В кн. «Геотермические исследования и использование тепла Земли». М., «Наука».
- Покровский В. А., 1962. Геотермические условия подземных вод на территории Европейской части СССР.— Труды Лаборатории гидрогеол. проблем АН СССР, т. 42.
- Поляк В. Г., 1962. О геотермическом градиенте Русской платформы.— Труды Лаборатории гидрогеол. проблем АН СССР, т. 42.
- Поляк В. Г., 1964. О характере геотемпературного поля в районе Авачинского вулкана.— Докл. АН СССР, 154, № 2.
- Поляк В. Г., 1966а. Геотермические особенности области современного вулканизма. М., «Наука».
- Поляк В. Г., 1966б. К энергетической оценке вулканических явлений.— В кн. «Вулканизм и глубинное строение Земли». М., «Наука».
- Поляк В. Г., Смирнов Я. В., 1966. Тепловой поток на континентах.— Докл. АН СССР, 168, № 1.
- Поляк В. Г., Смирнов Я. В., 1968. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов.— Геотектоника, № 4.
- Поспелов Г. А., 1963. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников.— Геология и геофизика, № 3—4.
- Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. (Труды I Всес. совещ. по геотерм. исслед.). М., Изд-во АН СССР, т. 1, 1959; т. 2, 1961.
- Проблемы глубинного теплового потока, 1966. М., «Наука».
- Прошляков В. К., 1960. Зависимость коллекторских свойств от глубины залегания и литологического состава пород.— Геология нефти и газа, № 12.
- Пустовалов Л. В., 1956. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологического значение.— Труды Геолог. ин-та АН СССР, вып. 5.
- Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР, 1967. М., «Наука».
- Резолюция совещания по геотермическим исследованиям в СССР (1—6 марта 1956 г.), 1956. М., Изд-во АН СССР.
- Резолюция совещания по геотермическим исследованиям в СССР (23—27 марта 1964 г.), 1964. М., «Наука».
- Ржевский В. В., Новик Г. Я., 1967. Основы физики горных пород. М., «Недра».
- Рихтер Ч., 1963. Элементарная сейсмология. М., ИЛ.
- Родионов Д. А., 1964. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М., «Наука».
- Родионов Н. В., 1963. Карст Европейской части СССР, Урала и Кавказа. М., Госгеолтехиздат.
- Розенфельд Л. М., 1966. Использование термальных вод для получения энергии, тепла и холода с применением рабочих веществ холодильных машин.— В кн. «Геотермические исследования и использование тепла Земли». М., «Наука».

- Саттон Дж., 1967. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм.— В кн. «Природа метаморфизма». М., «Мир».
- Сафронов Н. И., 1936. Термометрический метод поисков сульфидных залежей. ОНТИ.
- Семенов Д. К., Турчанинов И. А., 1957. Поведение горных пород при подземной газификации углей.— Подземная газификация углей, № 4.
- Сергиенко С. И., 1967. Гидрогеотермический режим недр нефтегазоносных районов Восточного Предкавказья. (Автореферат канд. дисс.) М.
- Сивашинский И. И., Блюмин Ю. С., 1966. Некоторые вопросы практического использования термальных вод в защищенном грунте.— В кн. «Геотермические исследования и использование тепла Земли». М., «Наука».
- Смит Ф. Г., 1954. Обзор физико-химических свойств надкритических флюидов.— В кн. «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». М., ИЛ.
- Смирнов С. И., 1963. Вероятностно-статистические закономерности химических элементов в природных водах.— В кн. «Гидрогеохимические материалы». М., Изд-во АН СССР.
- Смирнов Я. Б., 1966а. Об экстраполяциях геотермических данных в глубокие горизонты земной коры.— Доклады на IV конференции мл. научн. сотрудников и аспирантов ГИН АН СССР. М., «Наука».
- Смирнов Я. Б., 1966б. Тепловой поток на дне акваторий.— Докл. АН СССР, 168, № 2.
- Смирнов Я. Б., 1967а. Исследования генетических связей теплового поля со строением и развитием земной коры.— Докл. АН СССР, 177, № 1.
- Смирнов Я. Б., 1967б. Тепловая энергия Земли и ее геологические проявления.— Докл. АН СССР, 167, № 2.
- Сграхов Н. М., 1960—1962. Основы теории литогенеза, т. I—III. М., Изд-во АН СССР.
- Суверов В. М., 1964. Паужетские гидротермы Камчатки как пример высокотемпературной водоводящей системы.— В кн. «Гидрогеотермические условия верхних частей земной коры». М., «Наука».
- Суверов В. М., 1965. Влияние опытной эксплуатации Паужетского месторождения на поверхностные термоявления и режим кипящих источников.— Бюлл. вулканол. станции, № 39.
- Сунцов М. А., 1963. О фильтрации воды в структурных глинистых породах.— В кн. «Гидрогеохимические материалы». М., Изд-во АН СССР.
- Сузарев Г. М., Барцев О. Б., 1967. Геотермические особенности и теплофизические свойства горных пород, слагающих разрезы нефтегазоносных месторождений Сахалина.— В кн. «Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР». М., «Наука».
- Сузарев Г. М., Власова С. П., Тарануха Ю. К., 1966. Геотермическая характеристика и теплофизические параметры мезо-кайнозойских отложений Большого Кавказа и Предкавказья.— Труды совещания по физическим свойствам горных пород. М., «Наука».
- Тектоническая карта Арктики. М-б 1: 10 000 000. М., Геолог. ин-т АН СССР — ГУГК ГГК СССР, 1963.
- Тектоническая карта Евразии. М-б 1: 5 000 000. М., Геолог. ин-т АН СССР — ГУГК МГЮОН СССР, 1966.
- Тектоническая карта СССР. М-б 1: 5 000 000. М., АН СССР — МГЮОН СССР — МВО СССР, 1956.
- Тернер Ф., Ферзуген Дж., 1961. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ.
- Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования, 1963. М., Изд-во АН СССР.
- Тихонов А. Н., 1937. О влиянии радиоактивного распада на температуру земной коры.— Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз. № 3.
- Томпсон Г. Е. К., 1965. Изменения содержания хлора и интенсивности гидротермальной деятельности в долине Гейзеров Вайракея.— В кн. «Геохимия современных поствулканических процессов». М., «Мир».
- Уайт Д. Е., Андерсон Е. Т., Груббс Д. Е., 1965. О вероятном рудообразующем магматическом рассоле и метаморфизирующих породах, вскрытых глубокой скважиной в Южной Калифорнии.— В кн. «Геохимия современных поствулканических процессов». М., «Мир».
- Удинцев Г. Б., Чернышева В. И., 1965. Образцы пород верхней мантии Земли из рифтовой зоны Индийского океана.— Докл. АН СССР, 165, № 5.
- Файф У., Тернер Ф., Ферзуген Дж., 1962. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ.
- Ферзуген Дж., 1961. Распределение температур и тепловой поток при региональном метаморфизме.— В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Ферзуген Дж. (Ферзуген И.), 1958. Температура в недрах Земли.— В кн. «Физика и химия Земли». М., ИЛ.

- Фокеев В. М., 1964—1965. Физико-химические свойства воды и водосодержащих систем на больших глубинах (о растворимости конденсированной фазы в сжатых газах).— Изв. ВУЗов, геология и разведка, вып. 5 и 8 (1964), вып. 3 (1965).
- Фотиади Э. Э., 1957. О зависимости пористости и проницаемости пород осадочного покрова от глубины их залегания.— Геология нефти, № 4.
- Физико-географический атлас мира, М., АН СССР — ГУГК ГКС СССР, 1964.
- Фролов Н. М., 1962. Температурный режим гелиотермозоны (на примере Юго-Запада СССР).— Труды Лаборатории гидрогеол. проблем АН СССР, т. 45.
- Фролов Н. М., 1966. Температурный режим гелиотермозоны, М., «Недра».
- Хари Ф., 1968. Термальная история контактных ореолов на основе вычисления теплопроводности.— В кн. «Вопросы математической геологии». Л., «Наука».
- Хитаров Н. И., 1960а. Некоторые новые экспериментальные данные в области петрогенеза.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 35, вып. 4.
- Хитаров Н. И., 1960б. О соотношениях между водой и магматическим расплавом — «Геохимия», № 7.
- Хребтов А. И., 1959. Природа внутреннего тепла нефтегазовых площадей.— В кн. «Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли», т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Хребтов А. И., 1965. Геотермические условия и термальные воды Центрального Предкавказья, М., «Наука».
- Черемешский Г. А., 1960. О зоне нарушения теплового состояния горных пород бурением скважины.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 10.
- Черненко И. М., 1965. Подземный сток Приаралья и зависимость его расхода от положения уровня Аральского моря.— Изв. Днепропетровского горного ин-та, т. 46.
- Чудновский А. Ф., 1954. Теплообмен в дисперсных средах, М., Гостехиздат.
- Швецов П. Ф., 1966. К обоснованию литификационной гипотезы происхождения некоторых положительных геотермических аномалий.— В кн. «Геотермические исследования и использование тепла Земли». М., «Наука».
- Шипулин Ф. К., 1960. К теории процессов контактового метаморфизма.— Геология рудных месторождений, № 3.
- Штейнберг Г. С., Зубин М. С., 1963. О глубине залегания магматического очага под Авачинским вулканом.— Докл. АН СССР, 152, № 4.
- Штернберг А. А., 1962. Состояние воды в надкритической области в связи с проблемами глубинного минералообразования.— Геология рудных месторождений, № 5.
- Шушпанов А. П., 1966. О тепловом режиме Карпатской области.— В кн. «Проблемы глубинного теплового потока». М., «Наука».
- Щербаков А. В., 1958. Роль экзогенного метаморфизма в формировании природных газов литосферы и современной гидросферы.— Вopr. гидрогеол. и инж. геол., сб. 16. М., Гостеолтехиздат.
- Эллис А. Дж., 1965. Геохимия гидротерм вулканических районов.— В кн. «Проблемы геохимии». М., «Наука».
- Яковлев Б. А., 1967. Изучение тепловых свойств горных пород нефтяных месторождений Татарии.— В сб. «Термические методы увеличения нефтеотдачи и геотермология нефтяных месторождений». М., ВНИИОЭНГ.
- Ahrens L. H., 1954. The lognormal distribution of the elements (A fundamental law of geochemistry and its subsidiary).— Geochim. at cosmochim. acta, 5, N 2.
- Ahrens L. H., 1957. Lognormal-type distribution.— Geochim. and cosmochim. acta, 2, N 4.
- Anderson E. M., 1939—1940. The loss of heat by conduction from the earth crust in Britain.— Proc. Roy. Soc., Edinburgh, 60, pt 2.
- Banwell C. J., 1957. Physics of the New Zealand thermal area.— N. Z. Dept. Scient. and Industr. Res. Bull., 123.
- Banwell C. J., 1963. Thermal energy from the Earth's crust. Introduction and part 1. Natural hydrothermal systems.— N. Z. J. Geol. Geophys., 6.
- Beck A. E., 1962. Terrestrial flow of heat near Flin Flon, Manitoba.— Nature, 195, 368—369.
- Beck A. E., 1965. Techniques of measuring heat flow on land. In book «Terrestrial heat flow (Geophys. Monogr. Series, N 8), Baltimore.
- Benfield A. E., 1939. Terrestrial heat flow in Great Britain.— Proc. Roy. Soc. London, A173.
- Benfield A. E., 1947. A heat flow value for a well in California. Amer. J. Sci., 245.
- Benfield A. E., 1949. The effect of uplift and denudation on underground temperatures.— J. Appl. Phys., 20.
- Benseman R. F., 1959. The calorimetry of steaming ground in thermal areas.— J. Geophys. Res., 64, N 8.
- Birch F., 1947. Temperature and heat flow in a well near Colorado Springs.— Amer. J. Sci., 245.
- Birch F., 1950. Flow of heat in the Front Range, Colorado.— Bull. Geol. Soc. America, 61, N 6.
- Birch F., 1954. The present state of geothermal investigation.— Geophysics, 19, N 4.
- Birch F., 1964. Earth heat flow measurements in the last decade.— «Advances in Earth Science». (Contributions Internat. Conf. on Earth Sci). Massachusetts Inst. Technol.

- Birch F.*, 1965. Speculation on the earth's thermal history.— *Bull., Geol. Soc. America*, **76**, N 2.
- Bodvarsson G.*, 1954. Terrestrial heat balance in Iceland.— *Timarit verkfraedingafelags*, **39**, N 6.
- Bodvarsson G.*, 1961. Physical characteristics of natural heat resources in Iceland.— *U. N. Conf. on New Sources Energy*, Rome.
- Bodvarsson G., Zoega J.*, 1961. Production, distribution and utilization of natural heat in Iceland.— *U. N. Conf. on New Sources Energy*, Rome.
- Boldizar T.*, 1964. Terrestrial heat flow in the Carpatians.— *J. Geophys. Res.*, **69**, N 24.
- Bowen N. L.*, 1940. Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite.— *J. Geol.*, **48**.
- Bullard E. C.*, 1939. Heat flow in South Africa.— *Proc. Roy. Soc. London*, **A173**.
- Bullard E. C.*, 1947. The time necessary for a borehole to attain temperature equilibrium.— *Monthly Notices Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl.*, **5**, N 5.
- Bullard E. C.*, 1954a. The flow of heat through the floor of the Atlantic ocean.— *Proc. Roy. Soc. London*, **A222**, N 1150.
- Bullard E. C.*, 1954b. Heat flow and radioactivity.— In «*The Earth as a Planet*. «Univ. Chicago Press».
- Clark S. P., Niblett E. R.*, 1956. Terrestrial heat flow in the Swiss Alps.— *Monthly Notices Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl.*, **7**.
- Craig H.*, 1962. C^{12} , C^{13} , and C^{14} concentrations in volcanic gases (abstract). *J. Geophys. Res.*, **67**.
- Dawson G. B.*, 1964. The nature and assessment of heat flow from hydrothermal areas.— *N. Z. J. Geol. and Geophys.*, **7**.
- Diment W. H., Robertson E. C.*, 1963. Temperature, thermal conductivity and heat flow in a drilled hole near Oak Ridge Tennessee.— *J. Geophys. Res.*, **68**, N 17.
- Diment W. P., Raspert R., Mayhew M. A., Werre R. W.*, 1965. Terrestrial heat flow near Alberta, Virginia.— *J. Geophys.*, **70**, N 4.
- Elder J. W.*, 1965. Physical processes in geothermal areas.— In book «*Terrestrial heat flow*» (Geophys. Monogr. series, N 8). Baltimore.
- Ellis A. J., Wilson S. H.*, 1960. The geochemistry of alkali metaions in the Wairakei hydrothermal system.— *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **3**.
- Facca G., Tonani F.*, 1961. Natural steam geology and geochemistry. *U. N. Conf. on New Sources of Energy*, Rome.
- Facca G., Tonani F.*, 1962. Natural steam exploration in U.S.A.— *Bull. Geophys. Teorica Appl.*, **4**.
- Fisher R. G.*, 1964. Geothermal heat flow at Wairakei during 1958.— *N. Z. J. Geol. and Geophys.*, **7**.
- Goguel J.*, 1965. Une estimation de l'energie mecanique disponible dans la contraction par refroidissement.— *Tectonophysics*, **2**, N 5.
- Greutzburg H.*, 1964. Untersuchungen über den Wärmestrom der Erde in Westdeutschland.— *Kali und Steinsalz*, **4**, N 3.
- Grindley G. W.*, 1961. Geology of New Zealand geothermal steam fields. *U. N. Conf. on New Sources of Energy*, Rome.
- Gzovsky M. V.*, 1967. A state of stress in the earth's crust and the energy of tectonic processes associated with the upper mantle.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **14**, N 1—4.
- Haggis G. H., Hasted J. B., Buchanan T. J.*, 1952. The dielectric properties of water in solutions.— *J. Chem. Phys.*, **20**, N 9.
- Healy J.*, 1961. Geology and geothermal energy in the Taupo volcanic zone, New Zealand. *U. N. Conf. on New Sources of Energy*, Rome.
- Isaacs J., Bradner H.*, 1964. Neutrino and geothermal fluxes.— *J. Geophys. Res.*, **69**, N 18.
- Jaeger J. C.*, 1965. Application of the theory of heat conduction to geothermal measurements. In «*Terrestrial Heat flow*» (Geophys. Monogr. Series, N 8), Baltimore.
- Jeffreys H.*, 1938. The disturbance of the temperature gradient in the Earth's crust by inequalities of height.— *Monthly Notices, Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl.*, **4**, N 4.
- Khan A. M., Fatt J.*, 1964. Thermoelectric device for measuring thermal conductivity of rock.— *J. Geophys. Res.*, **69**, N 20.
- Lachenbruch A. H., Brewer M. C.*, 1959. Dissipation of the temperature effect of drilling a well in Arctic Alaska.— *U. S. Geol. Surv. Bull.*, **N 1083-C**.
- Langseth M. G.*, 1965. Techniques of measuring heat flow through the ocean floor.— In «*Terrestrial heat flow*» (Geophys. Monogr., Series, N 8), Baltimore.
- Latimer R. R.*, 1956. More of geothermal exploration for radioactive ore bodies.— *Uranium and Mod. Mining*, **3**, N 8.
- Lee W. H. K.*, 1963. Heat flow data analysis.— *Rev. Geophys.*, **1**, N 3.
- Lee W. H. K., MacDonald J. G. F.*, 1963. The global variation of terrestrial heat flow.— *J. Geophys. Res.*, **68**, N 24.
- Lee W. H. K., Uyeda S.*, 1965. Review of heat flow data.— In «*Terrestrial heat flow*» (Geophys. Monogr., Series, N 8), Baltimore.

- Lloyd E. F., 1959. The hot springs and hydrothermal eruptions of Waiotapu.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 2.
- Lubimova E. A., Magnitzky V. A., 1964. Thermoelastic stress and the energy of earthquakes.— J. Geophys. Res., 69, N 16.
- MacBirney A. R., 1963. Conductivity variations and terrestrial heat flow distribution.— J. Geophys. Res., 68, N 23.
- MacDonald J. G. F., 1964. Dependence of the surface heat flow on the radioactivity of the Earth.— J. Geophys. Res., 69, N 14.
- Machon W. A. J., 1963. A chemical survey of the steam and water discharged from drillholes and hot springs at Kaverau.— N. Z. J. Sci., 5.
- MacNitt J. R., 1963. Exploration and development of geothermal power in California.— Calif. Div. Mines Geol. Spec. Dept., 75.
- MacNitt J. R., 1965. Review of geothermal resource.— In «Terrestrial heat flow» (Geophys. Monogr. Series, N 8), Baltimore.
- Makarenko F. A., Polak B. G., Smirnov Y. B., 1967. Thermal regime of the upper parts of lytosphere.— Bull. Volcanol., 33, N 1.
- Nakamura H., Sumz H., 1961. Geothermal investigations of Matsukawa hot springs area, Iwate pref.— Bull. Geol. Surv. Japan, N 2.
- Nakamura K., 1965. Виды энергии, связанные с вулканической деятельностью. Классификация и вычисление величины энергии.— Bull. Volcanol. Soc. Japan, 10, N 2.
- Nemethy G., Scheraga H. A., 1962. Structure of water and hydrophobic bonding in proteins. 1. A model for the thermodynamic properties of liquid water.— J. Chem. Phys., 36, N 12.
- Robertson E. I., Dawson G. B., 1964. Geothermal heat flow through the soil at Wairakei.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 7.
- Roy R. F., 1963. Heat flow determinations in the United States.— Thesis, Harvard Univ., Cambridge.
- Roy R. F., Brune J. N., Henvey T. L., Wasserburg G. Y., 1967. Heat flow in a zone of high creep rate along the San Andreas fault, California.— Trans. Amer. Geophys. Univ., 48, N 1.
- Rumberg H., 1952. The origin of metamorphic and metasomatic rocks.— Univ. Chicago Press.
- Scheffer V., 1965. Az europai geoidundulások a földi hőáram értékeléslaza Közötti összefüggés.— Nehézipari műsz. egyet. Közl., 12.
- Schulling R. D., 1964. Serpentinization as a possible cause of high heat flow values in and near the oceanic ridges.— Nature, 201, N 4921.
- Smith J. H., 1961. Harnessing of geothermal energy and geothermal electricity production.— U. N. Conf. on New Sources Energy, Rome.
- Stegena L., 1964. Maguaroszag geotermikus térképei.— Geofis. közl., 13, N 2.
- Studt F. E., 1958. The Wairakei hydrothermal field under exploitation.— N. Z. J. Geol. and Geophys., 1.
- Studt F. E., 1963. Geophysics of Waiotapu area in Waiotapu geothermal field.— N. Z. Dept. Scient. and Industr. Res. Bull., 155.
- Tilton G. R., Reed G. W. 1963. Radioactivity heat production in eclogite and some ultramafic rocks.— In «Earth's science and meteoritics». Amsterdam.
- Uyeda S., Horai K., 1964. Terrestrial heat flow in Japan.— J. Geophys. Res., 69, N 10.
- Verhoogen J., 1946. Volcanic heat.— Amer. J. Sci., 244, N 11.
- Vistelius A. B., 1960. The skew frequency distributions and the fundamental law of the geochemical processes.— J. Geol., 68, N 1.
- Von Herzen R. P., Uyeda S., 1963. Heat flow through the Eastern Pacific Ocean floor.— J. Geophys. Res., 68, N 14.
- Wang-Chi-Y., 1964. On the distribution of surface heat flow and the second-order variations in the earth gravity field.— Trans. Amer. Geophys. Union, 44, N 4.
- White D. E., 1957. Thermal waters of volcanic origin.— Bull. Geol. Soc. America, 68.
- White D. E., 1965. Geothermal energy. Geol. Surv. Circ., N 519-W.
- Yakoyama I., 1956. Energetics of active volcanoes. 1-st Paper (Activities of volcano Mihara, Oshima island, during the period 1953—1954).— Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 34, N 2.

ОГЛАВЛЕНИЕ

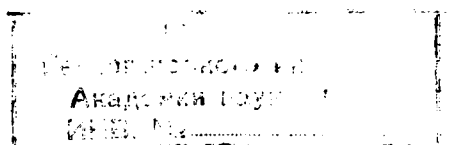
Предисловие	5
Глава I. (Вводная). Направления и состояние геотермических исследований в СССР (Ф. А. Макаренко, Б. Г. Поляк, Я. Б. Смирнов)	7
Глава II. Происхождение, трансформация и распространение глубинного тепла	19
Планетарные источники тепла (А. С. Джамалова, В. П. Зверев, Б. Г. Поляк)	19
Роль геологических процессов в энергетике земной коры (В. П. Зверев, Б. Г. Поляк)	25
Тектонические процессы	26
Метаморфические процессы	31
Теплопроводность горных пород (С. В. Тимарева, Я. Б. Смирнов, В. Г. Поляк)	45
Конвективное перераспределение глубинного тепла в пределах земной коры (Ф. А. Макаренко, Б. Г. Поляк, В. М. Сугробов)	57
Перераспределение и вынос глубинного тепла подземными водами	57
Энергетический эффект вулканизма	67
Глава III. Геотемпературное поле на территории СССР	70
Общие сведения о геотемпературном поле и методах его изучения (Ф. А. Макаренко, Б. Г. Поляк, Я. Б. Смирнов)	70
Региональная характеристика геотемпературного поля (Ф. А. Макаренко, Б. Г. Поляк, Я. Б. Смирнов, Г. Б. Гавлина)	80
Области докембрийской складчатости	81
Области палеозойской складчатости	85
Области мезозойской складчатости	97
Области кайнозойской складчатости	97
Локальные возмущения геотемпературного поля (В. И. Кононов, Б. Г. Поляк)	102
Глава IV. Тепловой поток на территории СССР	114
Краткие сведения об измерениях теплового потока и степени его изученности на территории СССР (Я. Б. Смирнов)	114
Оценки теплового потока в восточной части Русской платформы (Я. Б. Смирнов, А. Я. Велюго, Я. И. Кашпур, В. А. Покровский, Б. А. Яковлев)	116
Тепловой поток на территории Предкавказья (Ф. А. Макаренко, Я. Б. Смирнов, С. И. Сергиенко)	137
Методы интерпретации данных о тепловом потоке (Я. Б. Смирнов)	152
Вероятностно-статистические методы анализа данных	153
Связь теплового потока с геолого-тектоническим строением земной коры (Б. Г. Поляк, Я. Б. Смирнов)	162
Глобальные вариации теплового потока на континентах	162
Приложение данных о тепловом потоке к анализу геологических процессов	170

Г л а в а V. Результаты гидрогеотермических исследований в СССР	173
Гидрофизическая зональность (Ф. А. Макаренко, В. П. Зверев, В. И. Кононов, Б. Г. Поляк, Я. Б. Смирнов)	173
Современные гидротермальные системы (В. М. Сугробов)	181
Гидрогеологические условия	182
Поверхностные проявления гидротермальной активности	188
Основные показатели гидротермальных систем	191
Происхождение и перенос тепла в гидротермальных системах	196
Геотермальные ресурсы СССР (Ф. А. Макаренко, В. И. Кононов)	199
Распределение термальных вод	200
Пути использования термальных вод	202
Литература	212

CONTENTS

Foreword	5
Chapter I. (Introductory). Tendency and state of geothermal studies in the USSR (F. A. Makarenko, B. G. Polak, Ya. B. Smirnov)	7
Chapter II. Origin, transformation and spread of deep-seated heat	19
Planetary sources of heat (A. S. Dzhamalova, V. P. Zverev, B. G. Polak)	19
Role of geological processes in energetics of the Earth's crust (V. P. Zverev, B. G. Polak)	25
Tectonic processes	26
Metamorphic processes	31
Heat conductivity of mountain rocks (S. V. Timareva, Ya. B. Smirnov, B. G. Polak)	45
Convective redistribution of deep-seated heat within the Earth's crust (F. A. Makarenko, B. G. Polak, V. M. Sugrobov)	57
Redistribution and evacuation of deep-seated heat by means of underground waters	57
Energetic effect of volcanism	67
Chapter III. Geotemperature field on the USSR territory	70
General data on a geotemperature field and methods of its study (F. A. Makarenko, B. G. Polak, Ya. B. Smirnov)	70
Regional characteristics of a geotemperature field (F. A. Makarenko, B. G. Polak, Ya. B. Smirnov, G. B. Gavlina)	80
Areas of Precambrian folding	81
Areas of Paleozoic folding	85
Areas of Mesozoic folding	96
Areas of Cenozoic folding	97
Local disturbances of the geotemperature field (V. I. Kononov, B. G. Polak)	102
Chapter IV. Heat flow on the USSR territory	114
Short information of heat flow measurements and the state of its knowledge on the USSR territory (Ya. B. Smirnov)	114
New estimations of heat flow in the eastern part of the Russian platform (Ya. B. Smirnov, A. Ya. Velugo, Ya. J. Kaschpur, V. A. Pokrovski, B. A. Yakovlev)	116
Heat flow of the territory of the Predkavkazie (F. A. Makarenko, Ya. B. Smirnov, S. I. Sergienko)	137
Interpretation methods of the data on heat flow (Ya. B. Smirnov)	152
Probable-statistical methods of analysis of data	153
Relation of heat flow with geologo-tectonic structure of the Earth's crust (B. G. Polak, Ya. B. Smirnov)	162
Global variations of heat flow on continents	162
The use of the heat flow data in analysis of geological processes	170

Chapter V. Results of hydrogeothermal investigations in the USSR	173
Hydro-physical zonation (F. A. Makarenko, V. P. Zverev, V. I. Kononov, B. G. Polak, Ya. B. Smirnov)	173
Recent hydrothermal systems (V. M. Sugrobov)	181
Hydrogeological conditions	182
Surface manifestations of hydrothermal activity	188
The main indices of hydrothermal systems	191
Origin and transformation of heat in hydrothermal systems	196
Hydrogeothermal resources of the USSR (F. A. Makarenko, V. I. Kononov)	199
Distribution of thermal waters	200
The possible use of thermal waters	202
Bibliography	212



Тепловой режим недр СССР

Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства В. П. Зверев

Художник А. А. Куценко

Технический редактор В. Г. Лаут

Сдано в набор 28/I 1970 г. Подписано к печати 10/VIII 1970 г. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага 04 2.

Усл. печ. л. 20,65. Уч.-изд. л. 18,3. Тираж 1150. Т-10263. Тип. зак. 118

Цена 2 р. 02 к.

Издательство «Наука». Москва К-62, Подсосенский пер., д. 21

2-я типография издательства «Наука». Москва Г-99, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЕ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
148	30—31 св.	(рис. 40 г). Повышение значения теплового потока по в Терско-Каспийском прогибе. Очевидно	(рис. 40 г.) Очевидно,
Тепловой режим недр СССР			

